Über die in den unteren Schichten der Atmosphäre vorhandene freie elektrische Raumladung.

Von der
K. Technischen Hochschule zu München zur Erlangung der Würde eines Doktors der technischen Wissenschaften genehmigte Dissertation.

Vorgelegt von

Alois Anton Daunderer
Professor für Mathematik und Physik an der Realschule Rosenheim.

Referent:
Prof. Dr. Hermann Ebert.

Korreferent:
Prof. Dr. Oskar Knoblauch.

München 1908.
Kgl. Hof- und Universitäts-Buchdruckerei Dr. C. Wolf & Sohn.

Über die in den unteren Schichten der Atmosphäre vorhandene freie elektrische Raumladung.

Von der
K. Technischen Hochschule zu München zur Erlangung
der Würde eines Doktors der technischen Wissenschaften
genehmigte Dissertation.

Vorgelegt von

Alois Anton Daunderer
Professor für Mathematik und Physik an der Realschule Rosenheim.

ACAD. LOCH. NAT. BIBL.

Referent:
Prof. Dr. Hermann Ebert.

Korreferent:
Prof. Dr. Oskar Knoblauch.

München 1908.
Kgl. Hof- und Universitäts-Buchdruckerei Dr. C. Wolf & Sohn.

Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41547427_0038

Inhalts-Verzeichnis.

Seite

A. Einleitung 5

B. Methode und Instrumentarium

1. Elektroskope 5
2. Flammenkollektoren und ihre Aufstellung . 6
3. Fehlerquellen bei Potentialmessungen und deren Vermeidung 7
4. Ableitung der Formel für die Raumdichte . 12
5. Ionenzähler und ihre Aufstellung 13
6. Fehlerquellen bei Ionenmessungen 14
7. Vergleich von Ionenzählern 15
8. Grenzgeschwindigkeit der im Ionenzähler noch aufgefangenen Ionen 17
9. Meßmethode bei Ionenzählungen 20
10. Bestimmung der normalen Ionengeschwindigkeiten 21
11. Leitfähigkeit 21
12. Leitungs- und Konvektionsstrom 23
13. Meteorologische Daten 24

C. Messungsergebnisse

1. Sommer- und Wintertypus 25
2. Bodenatmung 26
3. Unipolarität; normale und molisierte Ionen 30
4. Wirkliche Ladung der Atmosphäre . . . 33
5. Negative Dichte 35
6. Potentialgefälle u. Dichte nach Monatsmitteln 36
7. Ionenzahlen E, Q, p nach Monatsmitteln . 38
8. Potentialgefälle und Dichte nach Stundenmitteln 40
9. Ionenzahlen E, Q, p nach Stundenmitteln . 43
10. Wirkung der Sonnenstrahlung auf Potentialgefälle und Dichte 47
11. Wirkung der Sonnenstrahlung auf Ionenzahlen 52
12. Einfluß der Bewölkung auf Potentialgefälle und Dichte 52

Seite

13. Einfluß der Bewölkung auf die Ionenzahlen 53
14. Einfluß der Temperatur auf das Potentialgefälle und Dichte 56
15. Einfluß der Temperatur auf die Ionenzahlen 61
16. Einfluß der Feuchtigkeit auf Potentialgefälle und Dichte 64
17. Einfluß der Feuchtigkeit auf die Ionenzahlen 65
18. Wasserdampfgehalt der Luft im Vergleiche mit Potentialgefälle und Dichte 67
19. Wasserdampfgehalt der Luft im Vergleiche zu den Ionenzahlen E, Q, p 68
20. Einfluß des Windes auf Potentialgefälle und Dichte 69
21. Einfluß des Windes auf die Ionenzahlen E, Q, p 71
22. Messungen bei Föhncharakter 72
23. Beziehung des Potentialgefälles und der Dichte zum Barometergange 77
24. Beziehung des Barometerganges zu den Ionenzahlen E, Q, p 78
25. Verhalten des Potentialgefälles und der Dichte vor und während Gewittern 80
26. Ionenzahlen E, Q, p vor und während Gewittern 83
27. Einfluß der Sichtigkeit der Luft auf Potentialgefälle urd Dichte 85
28. Einfluß der Sichtigkeit der Luft auf die Ionenzahlen 86
29. Ionenzahlen bei Niederschlägen 88
30. Zusammenfassung der Potentialmessungen . 88
31. Zusammenfassung der Ionenzahlen E, Q, p 89
32. Messung der mittleren normalen Ionengeschwindigkeiten 90
33. Messung der Leitfähigkeit 92
34. Wert des Leitungsstromes und des vertikal aufsteigenden Konvektionsstromes 94
35. Zusammenfassung der Hauptergebnisse . . 96

Figurentafeln I—VI.

A. Einleitung.

Die luftelektrische Forschung hat wesentliches Interesse an der Frage nach der Änderung des Potentialgefälles in der Atmosphäre mit der Höhe. Insbesondere auch deshalb, weil vermöge der Poissonschen Gleichung hieraus die freie Raumladung

$$\rho = -\frac{1}{4\pi}\frac{d^2V}{dh^2}$$

gefolgert werden kann. Von Interesse ist dann auch der Vergleich dieser Raumdichte mit den durch Ionenzählungen mit Ionenaspiratoren erhaltenen Werten, die Messung der den Ionen eigenen Geschwindigkeiten, und im Anschlusse hieran die Frage nach dem Leitungsstrome, der bei normalem Gefälle positive Elektronen zu Boden führt, sowie die Frage, wodurch dieser Leitungsstrom dauernd unterhalten wird.

In Verfolg dieser Fragen habe ich auf Anregung und mit liebenswürdigster Unterstützung des Herrn Prof. Dr. Ebert vom Oktober 1905 bis jetzt in Bad Aibling bei Rosenheim, in staubfreier Lage, in 480 m Meereshöhe umfangreiche Messungen angestellt, einerseits Potentialmessungen nach einer unten näher zu beschreibenden Anordnung,[1]) andererseits Ionenzählungen und Messungen von Ionengeschwindigkeiten mit zwei bezw. drei Ebertschen Ionenzählern nebst gleichzeitiger reichlicher Beobachtung der meteorologischen Daten.

Das Beobachtungsfeld war, 80 m von jedem Baume und 100 m von jedem Hause entfernt, inmitten ebenen Wiesengrundes gelegen, der sich ost- und westwärts etwa 600 m weit ausdehnt, im Süden und Norden bis 300 m nach Wald und Anlagen hin sich erstreckt. (Fig. 1.)

B. Methode und Instrumentarium.

1. Elektroskope für Potentialmessungen.

Zu den Potentialmessungen wurden stets drei Elektroskope verwendet.

Elektroskop A war ein Elster-Geitelsches mit Innenisolation und einem Meßbereich von 40—360 Volt, Elektroskop B ein Exnersches mit oben angebrachter Bernsteinisolation und einem Meßbereiche von 16—270 Volt, Elektroskop C ein Gerdiensches[2]) mit zwei Blättchenpaaren auf einem Träger, deren eines einen Meßbereich von 35—220 Volt, deren anderes einen solchen von 170—700 Volt ergibt.

Das Gehäuse des Elektroskopes C ist durch einen im Fuße des Gehäuses eingebauten Hartgummiisolierkörper vom Boden isoliert. Um die Gehäuse der Elektroskope A und B gegen die Erde zu isolieren, war der Aufsteckzapfen (siehe Fig. 2) in ein Glaszylinderchen mit Schwefel eingegossen, das wieder mit Schwefel in eine Schachtel eingegossen war. Auf den Schwefel war eine Schicht Paraffin gebracht, das sich leicht rein halten und erneuern ließ. Zudem schloß der Schachteldeckel, aus dem der Glaszylinder oben ohne Berührung herausragte, das Paraffin tunlichst vor Staub und Feuchtigkeit ab.

---

[1]) Siehe auch: Daunderer, Luftelektrische Messungen, Phys. Z. 8, 281, 1907.

[2]) H. Gerdien, Nachr. d. Gött. Ges. d. Wiss. Heft 4, 288, 1904.

Als Skala wurde bei C eine Spiegelskala, bei A und B aber eine auf das vordere Glas geklebte Papierskala benutzt, die durch ein hölzernes Diopter von 25 cm Abstand abgelesen wurde, welches auf dem Brettchen festgemacht war, das auch die isolierende Schwefelschachtel trug.

Da schon bei Windstärke 2 der Landskala die Ablesung der Blättchen im Elektroskope A wegen des Winddruckes erschwert war, wurde dieses bei Wind mit einer Windschutzhaube versehen, die den Wind wenigstens zu mehrfacher Richtungsänderung zwang und noch Ablesung bei Windstärke 3 sicher erlaubte. In den beiden anderen Elektroskopen, B und C, waren die Blättchen hermetisch gegen die Außenluft abgeschlossen, was bei Messungen im Freien allein zu empfehlen ist. Den Elektroskopen B und C wurden die unleugbaren Vorteile der Innenisolation durch Isolierhauben folgender Art (Fig. 2, Taf. I) gegeben. Über den oben hervorragenden Bernsteinstopfen a wurde ein dünnes Kautschukplättchen b als Staubschutz gelegt. Über die Fassung des Bernsteinstopfens wurde (mit Zwischenlage einer Kautschukmanschette) ein Messinggefäß c gesteckt, das zur Einlagerung von Natrium eingerichtet war. Der Deckel d dieses Gefäßes ist zentral ausgebohrt und trägt als Einlage einen Kautschukring e, der bis auf 1 mm an den vorstehenden Teil des Blättchenträgers heranreicht. Die ganz zerlegbare Isolierhaube bildet demnach ein Trockengehäuse für den Bernsteinstopfen.

Die Elektroskope B und C zeigen so gegen A den wesentlichen Vorteil, daß die Blättchen, weil luftdicht abgeschlossen gegen die Außenluft, vor Staub, Feuchtigkeit und besonders auch Wind absolut geschützt sind. Das Rein- und Trockenhalten ist bei B und C sehr erleichtert, besonders wenn in Zeiten des Nichtgebrauches auf e ein kleiner Verschlußring gesetzt wird. Zudem ist der Blättchenträger wegen des weit kürzeren Hebelarmes gegenüber Elektroskop A stabiler, so daß die Drähte zum Kollektor straff gespannt werden können, ohne Bruch des Bernsteinzapfens befürchten zu müssen. Insbesondere hat Elektroskop B noch den wesentlichen Vorteil, eine geringere Kapazität (4,7 cm) zu besitzen, da sein Blättchenträger ganz dünn gehalten ist.

Gegen elektrostatische Störungen sind alle drei Elektroskope durch feine Gitter hinter den Glasscheiben geschützt.

Die Eichungen der Instrumente wurden wiederholt mittels einer Hochspannungs-Akkumulatorenbatterie unter Parallelschaltung eines Weston-Präzisionsvoltmeters im physikalischen Institute der Technischen Hochschule in München vorgenommen.

Die Elektroskope haben sich als Meßinstrumente insoferne sehr gut bewährt, als die Kurven bei zeitlich weit auseinanderliegenden Eichungen sich fast decken; nur bei den kleinsten Spannungen, welche praktisch nicht Verwendung finden, zeigen sich einige Abweichungen.

Die drei Elektroskope fanden auf einem Ständer in Tischhöhe (97 cm Aughöhe) Aufstellung, so, daß sie alle drei unmittelbar hintereinander abgelesen werden konnten.

2. Flammenkollektoren und ihre Aufstellung.

Es wurde fast stets gleichzeitig mit drei ganz gleich gebauten Flammenkollektoren gearbeitet; erst mit Elster-Geitelschen Lampen, dann mit Lutzschen Kerzen,[1]) die verschiedene Vorteile bieten, insbesondere größere Konstanz der Flammenhöhe und größeren Widerstand gegen die Wirkung des Windes. Jedoch dürfte es sich empfehlen, die Glaszylinder dieser Lampen durch ganz dünne Metallzylinder oder Asbestzylinder zu ersetzen (da die Glaszylinder leicht ausspringen), die Kerzen aus schwerst schmelzbarem Stearin herzustellen (es kam bei starker Sonne und Windstille vor, daß die Kerze herausschmolz) und diese mit möglichst dünnem Dochte zu versehen (damit die Flammenhöhe stets gleich bleibt).

Eine vor Verwendung der Lutzschen Kerzen in Gebrauch genommene Azetylenlampe erwies sich zwar auch sehr ausdauernd, war aber recht schwer zu behandeln, da die Flammenhöhe sehr schwer konstant zu erhalten war.

[1]) K. Lutz, Sitz.-Ber. der Münchener Akad. 36 III 507, 1906.

Ein Flammenkollektor L_0 (Fig. 3 Taf. I und Fig. 5 Taf. I) war, auf Schwefel und Paraffin isoliert, so in den Boden eingegraben, daß der obere Lampenrand mit dem Boden eben abschnitt. Um stets gleiche Stellung zu erzielen und ein Einbiegen der Niveauflächen zu vermeiden, war die Lampe in einem Kistchen montiert, das oben bis nahe an die kleine Lampenöffnung heran mit einem Metallgitter von 6 mm Maschenweite abgeschlossen war.

Diese Lampe L_0 war durch einen gut isolierten Draht mit dem (ebenfalls isolierten) Gehäuse des einen Elektroskops verbunden. Dessen Blättchenträger war mit einer anderen, völlig gleichgebauten Lampe L_1 verbunden, die auf einem 2,5 cm starken Hartgummistabe so aufgestellt war, daß ihr oberer Rand genau 1 m über dem Boden, also auch dem oberen Rande von L_0 stand. Der Hartgummistab stak lose in einer Messinghülse (Fig. 4 Taf. I), die, mit dem Boden bündig, in diesem eingesenkt war. Eine dritte Lampe L_2 war auf einem zerlegbaren Kautschukstabe so montiert, daß der obere Lampenrand genau 2 m über dem Boden stand. Der Kautschukstab stak auch hier, wie bei L_1 in einer mit dem Boden bündig endenden Messinghülse. Diese Lampe L_2 war mit dem Blättchenträger des zweiten Elektroskops verbunden, dessen Gehäuse mit dem des anderen, gleichzeitig in Verwendung stehenden, und mit der Bodenlampe L_0 in Verbindung war. Neben diesen beiden Elektroskopen wurde immer noch das dritte zur Kontrolle bald in der einen bald in der anderen Weise zwischen die einzelnen Spannungspunkte geschaltet.

In der Regel lagen die Blättchen des Elektroskops A an der Lampe L_2, die von B an Lampe L_1, die gegen den Boden isolierten Gehäuse der drei Elektroskope lagen dabei ständig an Bodenlampe L_0. Bei Bedarf (die Meßbereiche von A und B, selbst die von C reichten zu Zeiten nicht aus), oft auch zur Kontrolle wurden die Elektroskope vertauscht, wohl auch zwei Elektroskope gleichzeitig zur Ablesung eines Potentials verwendet, um von den Instrumentfehlern unabhängig zu sein.

Als Lampe wurde für L_2 in der Regel ein den beiden anderen gleichgebauter Kollektor benutzt, hie und da aber auch, wie schon oben bemerkt, eine Azetylenlampe, welche Windstärke 3, auch 4 der Landskala noch vertrug.

In allen Fällen, ob Elster-Geitelsche Kollektoren oder Lutzsche Kerzen oder auch die Azetylenflamme Verwendung fand, war dafür gesorgt, daß der obere Lampenrand durch das bloße Einstecken des Stabes in die Hülse genau 2 m bzw. 1 m über dem oberen Hülsenrande, also dem Boden, sich befand.

Bei Schnee waren die oberen Ränder der Bodenlampe und der Steckhülsen mit der Oberfläche der Schneeschicht in gleichem Niveau, während der Standplatz des Beobachters schneefrei gehalten wurde, um die bekannten Störungen[1]) durch den Schnee hintanzuhalten.

Die drei Kollektorstäbe waren so angeordnet, daß L_1 und L_2 über den Spitzen zweier gleichseitiger Dreiecke von 5 m Seitenlänge und mit der gemeinsamen Basis L_0 E, Bodenlampe bis Elektroskoptischchen lagen. L_1 und L_2 wurden öfters mitsamt den Stäben vertauscht. (Fig. 6, Taf. I.)

3. Fehlerquellen bei Potentialmessungen und deren Vermeidung.

Da dunstige, neblige, trübe Tage, insbesondere aber solche mit Niederschlägen von vornherein aus Isolationsrücksichten einwandfreie Messungen nicht gestatten, wurden solche nach Möglichkeit vermieden; besonders seit Frühjahr 1906 wurden fast nur schöne Tage zu den Messungen verwendet. Speziell die Morgen- und besonders die Abendnebel wurden so viel als möglich gemieden, da sie leicht zu Beschlag der isolierenden Stäbe Anlaß geben.

Beim Sinken der Lufttemperatur oder Einfallen von Nebel traten zunächst direkt am Boden durch Beschlag der Stäbe Isolationsmängel auf. Obwohl sie erst bei weiterem Vorschreiten die Messungen sichtlich beeinflußten, wurde doch, so oft ein Beschlag auch nur zu fürchten war,

[1]) Vgl. z. B. H. Benndorf, Sitz.-Ber. Wiener Akad. 108 IIa, 341, 1899.

die Messung abgebrochen. Der 1 m-Stab wurde übrigens einige Male, um Isolationsmängel auszuschließen, durch einen Reservestab ersetzt. Der obere Meter des 2 m-Stabes zeigte selten Isolationsstörungen.

Die Isolierstäbe bis zum Boden zu führen statt Holzstäbe mit zu verwenden[1]) erwies sich wenigstens bei kleinen Flammenhöhen (50 und 75 cm über Boden, wie sie bei den ersten Versuchen verwendet wurden) immer als notwendig, weshalb bei den definitiven Messungen ein für allemal beide Kautschukstäbe bis zum Boden geführt wurden.[2])

Näherte sich ein Kind auch nur auf 1 m der 2 m hohen Lampe oder dem Leitungsdrahte, so gingen die Blättchen bedeutend zurück.[3]) Darum wurden die Ablesungen an den Elektroskopen in hockender Stellung gemacht, um das Feld nicht zu stören.

Es ist sehr darauf zu achten, daß die von den Elektroskopen zu den Flammenkollektoren führenden Leitungsdrähte stets straff gespannt sind. Wenn sie durch Schwanken des Stabes (durch Wind oder, wie es oft geschieht, durch einseitige Erwärmung der Hartgummistäbe durch die Sonnenwirkung hervorgerufen) schlaff werden, fallen die Elektroskopblättchen (durch Kapazitätsänderung und Influenzwirkung vom Boden her) sofort um eine größere Anzahl von Volt zurück.

Kam so der Draht von L_2 durch Schwingen 30 cm näher zum Boden, so ging das Elektroskop um ca. 30 Volt zurück, um sich, wenn der Draht locker blieb, erst langsam (bei Elektroskop A, schneller bei B) durch Elektrizitätsnachschub durch den Flammenkollektor zu erholen. Auch der 1 m-Stab krümmte sich unter der Sonnenwirkung und drehte sich dann plötzlich unter der Spannung des Drahtes in der zylindrischen Steckhülse um seine Längsachse, wodurch der Draht plötzlich locker wurde. Das gab jedesmal ein starkes Zusammenzucken der Elektroskopblättchen, die aber fast sogleich wieder auf den alten Stand zurückkehrten wegen der geringen Kapazität des Elektroskopes B, an dem die Lampe L_1 in der Regel lag. Auch war hier das Sinken des Drahtes nicht so erheblich wie beim Drahte zu L_2.

Beim Schwingen des Leitungsdrahtes schwangen die Blättchen im gleichen Rhythmus mit. Es ist das wohl eine der wesentlichsten Fehlerquellen bei bewegter Luft. Das Elektroskop B, das weit geringere Kapazität besitzt als die beiden anderen Elektroskope, erholte sich, wie gesagt, von solchen plötzlichen Zuckungen weit rascher als die beiden anderen. Dies ist ein Grund mehr, die Exnersche Form der Elektroskope mit Isolierhaube der Elster-Geitelschen oder Gerdienschen Form für solche Messungen vorzuziehen, da diese beiden grössere Kapazität besitzen und zudem erstere das Straffspannen der Drähte nicht gestatten.

Um das unvermeidliche Schwanken der Stäbe, das ja in weiten Grenzen die Spannung der Drähte beeinflußt und hiedurch zu oben bezeichneter störender Wirkung Anlaß gibt, in seiner Wirkung auf die Blättchen wenigstens teilweise auszuschalten, empfiehlt es sich, in den Leitungsdraht leichte federnde Spiralen einzufügen.

Auch die bei A und B verwendeten Diopter erwiesen sich zur Vermeidung von Influenzwirkungen gegenüber der Spiegelablesung als vorteilhaft. Bei Spiegelablesung muß sich der Kopf des Beobachters ziemlich nahe zur Ablesung an das Elektroskop heranbewegen und kann dann wegen der dadurch herbeigeführten Influenzwirkung auf die von L_1 und L_2 kommenden Drähte und auf das Elektroskopgehäuse selbst, das ja nicht wie der Beobachter geerdet war, sondern meist das Potential der Bodenlampe L_0 oder auch das Potential der Lampe L_1 oder L_2 trug, die Ablesung nicht sofort betätigt werden; man muß immer einige Zeit warten, bis die Blättchen durch Nachschub von Ionen wieder den Normalstand eingenommen haben. Bei der Diopterablesung hingegen ist der Kopf schon ziemlich weit vom Elektroskopgehäuse entfernt,

[1]) Vgl. z. B. Fr. Exner, Sitz.-Ber. Wiener Akad. 93, IIa, 261, 1885.

[2]) Siehe auch H. Benndorf, Sitz.-Ber. Wiener Akad. 115, IIa, 22, 1906.

[3]) H. Benndorf, Sitz.-Ber. Wiener Akad. 115, IIa, 31, 1906.

nämlich 25 cm, aber auch das Anlegen des Kopfes zur Ablesung bringt im Gehäuse und im Draht keine merkbare Influenzwirkung hervor, da die geerdete Diopterscheibe den dahinter befindlichen Kopf völlig deckt. Es konnte so sofort, nachdem man den Kopf in die Ablesestellung gebracht hatte, abgelesen werden, ohne erst warten zu müssen, bis die durch Influenz ins Schwanken geratenden Blättchen wieder zur Ruhe gekommen wären. Elektroskop C besaß leider kein solches Diopter. Dieses wurde deshalb stets vor den anderen Elektroskopen abgelesen, gleichgültig, an welchem Flammenkollektor es eben lag. Der Kopf befand sich dabei schon einige Zeit nahe vor dem Elektroskop in Ablesestellung, (was sich übrigens auch zur Vermeidung von Parallaxenfehlern infolge vertikaler Bewegungen des Ablesenden empfiehlt) so daß die Influenzwirkung auf Gehäuse und Draht Zeit zum Ausgleich hatte. Die beiden Diopterinstrumente wurden hierauf sofort, ohne Zuwarten, abgelesen, da sich bei diesen solche Störungen durch Influenz nicht ausbilden konnten. Die so erhaltenen Ablesungen konnten dann als gleichzeitige betrachtet werden.

Anfangs, als bloß Elektroskop A zur Verfügung stand, wurde erst die Differenz L_2—L_1 abgelesen, dann auf die Differenz L_1—L_0 umgestellt und so lange gewartet, bis die Blättchen zur Ruhe oder zur Umkehr gekommen waren, was etwa 3—4 Minuten dauerte. Hierauf wurden die Werte auf gleiche Zeit interpoliert. Dieses ist immerhin ein sehr prekäres Verfahren, da sich zu Zeiten das Potentialgefälle sehr rasch ändert und dieser bedeutende Fehler nur aus einer sehr großen Zahl von Messungen herausfällt. Hiebei wurde die Potentialdifferenz L_2—L_1 abgelesen, statt wie später in der Regel L_2—L_0, weil das Elektroskop A, trotzdem es durch Beschwerung der Blättchen mit Siegellackstückchen von den ursprünglichen 250 Volt auf einen Meßbereich bis etwa 400 Volt gebracht worden war, bei weitem nicht ausreichte, die Spannungen zwischen L_2 und L_0 zu messen.

Auch später wurde bei gleichzeitiger Ablesung der Elektroskope von dieser Variante, L_2—L_1 statt L_2—L_0 zu messen, öfters Gebrauch gemacht, wodurch die Gewißheit sich ergab, daß die Spannungsdifferenz zwischen L_2 und L_0 im Mittel, nicht immer in den Einzelwerten, der Summe der Spannungsdifferenzen L_2—L_1 und L_1—L_0 adäquat ist.

Die Länge des 2 m-Stabes erwies sich freilich im Sommer in der Hinsicht lästig, als der Kautschuk durch Sonnenstrahlung weich und biegsam wurde. Bei intensiver Sonnenstrahlung war ich öfters veranlaßt, deshalb die Messungen abzubrechen, so daß ich mich mit dem Gedanken trug, statt der massiven Kautschukstäbe hohle zu verwenden, die durch Ausfüllung mit widerstandsfähigem, isolierendem Materiale versteift werden sollten. [1])

Fast stets war es notwendig, den Stab von Zeit zu Zeit in der Hülse zu drehen, um die andere Seite der Insolation auszusetzen.

Beim Drehen wurde der Stab sehr vorsichtig berührt. Da ein Reiben der Kautschukstäbe große Fehler hervorrufen kann, wurden die Stäbe stets tags vorher geputzt und poliert, durch eine Flamme gezogen und in ein hiezu gefertigtes Etui gelegt, in diesem Etui aufs Beobachtungsfeld getragen und dort mit größter Vorsicht (Berühren nur am metallenen Lampenzapfen) in die Messinghülsen gesteckt.

Die wesentliche Fehlerquelle ist bei Potentialmessungen in der Verlagerung der wirksamen Stelle der Flammenkollektoren zu suchen.

Dieser Fehler wurde bei den folgenden Messungen fast vollkommen eliminiert durch nachstehende hier zum ersten Male in ausgedehnterem Maße durchgeführte Methode. Es waren die 1 m bzw. 2 m mit ihrem oberen Rande über dem Boden stehenden Lampen L_1 und L_2 mit der bis zum Rande in dem Boden eingelassenen Lampe L_0 in Beziehung gesetzt, so daß die Differenzen V_1 und V_2 zur Ermittelung des Potentialgefälles gemessen wurden, die sich aus den Ablesungen von L_1 und L_2 gegenüber der Bodenlampe L_0 ergaben.

[1]) Bei gegenwärtig in Gang befindlichen Messungen mit Zinkkollektoren verwende ich Stäbe aus Messingrohr.

Wurde so die Differenz $V_1 = (L_1 - L_0)$ gemessen und unmittelbar darauf durch Berühren des Elektroskopgehäuses (also Ausschaltung von Lampe L_0) die Differenz V zwischen L_1 und Erde, so ergab sich V stets größer als V_1. Für die meisten Beobachtungsreihen ergaben sich für $V - V_1$ Mittelwerte von 6—7 Volt, für mehrere Beobachtungsreihen aber Mittelwerte bis 21 Volt.

Das Gesamtmittel aus 773 solchen Doppelmessungen im Herbst und Winter 1905 ergab

für V_1 den Mittelwert 196,35 Volt
„ V „ „ 205,66 „

also 9,31 Volt im Mittel Unterschied für $V - V_1$, das ist für die Potentialdifferenz der Bodenlampe gegen die Erde.

Der Unterschied betrug an den 21 Meßtagen meist circa 3—4% der Potentialdifferenz V_1. An einigen besonders schönen Tagen stieg er im Tagesmittel auf 6% ja 10—11% des Potentialgefälles an, zuweilen (besonders bei kaltem, unfreundlichem Wetter) betrug er kaum 1% hievon. Auch große Feuchtigkeit gab zu sehr hohem Prozentsatze Veranlassung.

Dieser Unterschied ist nur durch Höherlagerung der wirksamen Flammenstelle zu erklären. Die Werte V_1 und V_2 geben das Potentialgefälle für 1 m beziehungsweise 2 m Höhendifferenz weit genauer, als wenn mit Ausschaltung der Lampe L_0 die Elektroskopgehäuse geerdet worden wären, weil eben die eventuellen Verlagerungen der Ausgleichspunkte so gut wie vollkommen eliminiert sind.

Man hätte erwarten können, daß der Wind auf die Größe $V - V_1$ einen Einfluß habe. Jedoch schien es, als ob es für den Wert von $V - V_1$ ganz ohne Einfluß sei, ob die Flammengase durch den Wind sozusagen horizontal abgezogen wurden, oder ob sie gerade aufstiegen. Daß die Bodenlampe wegen der Reibung des Windes am Boden ihren wirksamen Flammenpunkt höher habe, als die dem Winde frei ausgesetzten Lampen L_1 und L_2 konnte auch nicht nachgewiesen werden.[1]) Wurde die Luftströmung durch vorgelegte Brettchen von Lampe L_0 abgehalten, so waren die Werte ziemlich die gleichen wie vorher. Jedenfalls scheinen derartige Abweichungen durch die aus dem Flackern der Flammen und dem zum Teil vom Winde unabhängigen Wogen der elektrischen Niveauflächen hervorgehenden Abweichungen überdeckt zu werden.

Wenn der Fehler, der sich aus der Variabilität der Flammenhöhe ergeben könnte, das Potentialgefälle im Mittel ungenau ergäbe, so müßte das natürlich noch mehr der Fall sein bei den Werten der aus dem Potentialgefälle abgeleiteten Dichte, die ja, wie Gerdien[2]) angibt, nur zu einem $\frac{d^2V}{dh^2} = 3—5$ Volt Veranlassung gibt, wenn man den positiven Überschuß, wie er sich aus Ionenzählungen ergab, zur Grundlage nehmen wollte.

Jedoch zeigten sich bei meinen Messungen für $\frac{d^2V}{dh^2}$ so viel größere Werte (im Sommer im Mittel 23 Volt, im Winter 21 Volt im Mittel; im einzelnen steigen die Werte noch weit höher an), daß diese Werte sicher nicht durch Fehler infolge von Verwendung von Flammenkollektoren erklärt werden können.

Zu alledem gibt sich z. B. im täglichen Gange der Dichte, wie sie aus dem Potentialgefälle und wie sie aus den Ionenzahlen geschlossen worden ist, eine so gute Übereinstimmung, daß an der Realität der Werte nicht gezweifelt werden kann.

Immerhin wurden, um die etwaigen, durch die Unsicherheit der Flammenhöhe entstehenden Fehler ganz auszuschalten, außerdem schon im Herbste 1905 Versuche mit amalgamierten Zinkelektroden an Stelle der Flammenkollektoren angestellt.

---

[1]) Messungen mit Zinkkollektoren, die jetzt im Gange sind, machen einen solchen Einfluß des Windes in geringem Grade wahrscheinlich.

[2]) H. Gerdien, Phys. Z. 6, 648, 1905.

Die Zinkscheiben sprachen bei hellem Sonnenschein gut an, wenn auch ihre Aufladefähigkeit und ihre Ausdauer sich als veränderlich erwies. Neuerdings ist beabsichtigt mit drei solchen Zinkkollektoren in derselben Anordnung wie sie bei den Flammenkollektoren besteht, vergleichende Messungen durchzuführen. Jedoch gab sich im Spätherbst 1907, da mich auch mein Beruf zeitlich jetzt mehr in Anspruch nimmt, noch keine günstige Witterung zu ausgedehnteren Messungen dieser Art. Solche Messungen sind jetzt in größerem Umfange in Gang, worüber später besonders berichtet werden soll. Jedoch kann schon gesagt werden, daß die bisherigen Messungen mit Zinkkollektoren (Sommermessungen)[1]) die hier angegebenen Resultate im wesentlichen bestätigen.

Wenn auch, wie oben bemerkt, die Messungen mit den drei Kollektoren das Potentialgefälle genauer geben als es unter Weglassung der Bodenlampe gegen die Erde selbst zu ermitteln wäre, so ist doch V_1 eigentlich etwas zu klein gegenüber dem gewöhnlich zu Grunde gelegten Maße: Potentialgefälle im ersten Meter, da ja die Flammen ihre wirksamen Punkte einige Zentimeter[2]) über dem Lampenrande (= Boden) haben und die Raumdichte am Boden sich meist als größer ergibt.

Kommt V_1, die Potentialdifferenz von L_1 gegen L_0, aber schon näher an den wahren Gefällewert heran, so zeigt es sich insbesondere weit konstanter als der Wert V, das ist die Potentialdifferenz von L_1 gegen den Boden, da ein etwaiger Einfluß des Windes und der aufsteigenden Luftbewegung beide Lampen L_0 und L_1 sowie auch L_2 wenigstens annähernd in gleicher Weise beeinflußt.

Was die Deformation der Niveauflächen durch die Metallmassen der Kollektoren betrifft,[3]) so wurde zwar meist bei den definitiven Messungen V_1, die Spannungsdifferenz zwischen den Lampen L_1 und L_0 sowie V_2, die Spannungsdifferenz zwischen L_2 und L_0 gemessen. Die Differenz zwischen L_2 und L_1 wurde dann durch Subtraktion ermittelt. Dazwischen oftmals und besonders in der ersten Zeit der Messungen vorgenommene direkte Messungen der Spannungsdifferenz zwischen L_2 und L_1 ergaben aber, wie schon oben gesagt wurde, ziemliche Übereinstimmung mit den durch Subtraktion gefundenen Werten, so daß also beide Kollektoren das Feld merklich in gleicher Weise deformierten und bei der Differenzbildung gegen den Boden der Einfluß dieser Deformation herausfiel.

Unmittelbar nach jeder Ablesung von V_1 wurde eine solche für V_2 am andern Elektroskope gemacht und erst dann die beiden Werte zu Papier gebracht. Die beiden Ablesungen hintereinander am selben Elektroskop zu machen, wie es (siehe oben) mangels eines weiteren geeigneten Elektroskopes im Winter 1905/06 geschehen mußte, ist untunlich, da immerhin einige Zeit bis zur sicheren Einstellung vergeht, während welcher Zwischenzeit das elektrische Feld Schwankungen erleiden kann.

Je zehn der gleichzeitigen Doppelablesungen wurden zu Mitteln vereinigt und diese Dekadenmittel im folgenden verwendet. Bei Zusammenstellung dieser Dekadenmittel mit den anfangs erhaltenen, erst auf gleiche Zeiten zu interpolierenden Einzelmessungen ist den Dekadenwerten das Gewicht zehn beigelegt.

Das Vorzeichen der beobachteten Potentialdifferenzen wurde mit Hilfe einer geriebenen Siegellackstange zwar nicht jedesmal, aber sehr häufig kontrolliert.

Negative Potentialdifferenzen treten ja selten genug auf, aber doch hie und da gerade dann, wenn sie am wenigsten erwartet werden. So sehr sich die Potentialelektroskope mit Aluminiumblättchen auch bewährt haben, wäre es doch wünschenswert, solche Instrumente bei Potentialmessungen zu verwenden, die positive und negative Ladung von selbst getrennt anzeigen.

[1]) Wintermessungen mißlangen, da die Zinkelektroden nicht ansprachen.

[2]) Siehe Lutz, Sitz.-Ber. der Münchener Akad. 36 III 507, 1906.

[3]) H. Benndorf, Sitz.-Ber. Wiener Akad. 115, IIa 29, 1906.

4. Ableitung der Formel für die Raumdichte.

Schon die ersten, wie vorstehend kombinierten Messungen zeigten, daß die durch die Gleichungen

$$\frac{dV}{dh} = a \text{ und } \frac{d^2V}{dh^2} = 0 \tag{1}$$

dargestellte Annahme des einfachen linearen Zusammenhanges zwischen V und h im allgemeinen niemals erfüllt ist, sondern daß stets das aus 2 m Erhebung abgeleitete Gefälle, in Volt pro 1 m umgerechnet, von dem gleichzeitig in 1 m direkt gemessenen in dem einen oder anderen Sinne mehr oder weniger stark abweicht.

Diese Änderung des Potentialgefälles mit der Höhe ist so bedeutend, daß es nicht angängig erscheint, Potentialgefällemessungen mit verschiedenen Flammenhöhen auszuführen und diese dann auf 1 m umzurechnen. Die anfänglich (mit unzureichender Ausrüstung) mit 50 und 75 cm bzw. 1 m und 1,50 m Flammenhöhe gemachten Messungen ergaben so hohe Werte für die freie Raumdichte, daß an der Realität der Werte gezweifelt werden konnte.

Potentialgefällemessungen sind nur dann vergleichbar, wenn sie alle mit der gleichen Flammenhöhe gemessen sind.[1]) Aus dieser Überlegung heraus wurde bei den definitiven Messungen nur die Flammenhöhe L_1—L_0 als Maß für das Potentialgefälle genommen, zur Bestimmung der freien Raumdichte dagegen wurden nur Messungen von 1 m bzw. 2 m Lampenabstand zwischen L_1 und L_0, sowie L_2 und L_0 verwendet, also von L_1 und L_2 aus immer gegen die Bodenlampe L_0 gerechnet.

Ohne über die Art des in Rede stehenden Zusammenhangs irgend eine bestimmte Annahme zu machen, wird man naturgemäß geneigt sein, zunächst die durch Gleichung (1) dargestellte, aber unzureichende Beziehung durch Hinzunahme eines quadratischen Gliedes zu erweitern und zu untersuchen, inwieweit eine Abhängigkeit von der Gestalt

$$V = ah - bh^2 \tag{2}$$

den Beobachtungen Rechnung zu tragen vermag.

Aus (2) folgt

$$\left.\begin{aligned} \frac{dV}{dh} &= a - 2bh \\ \frac{d^2V}{dh^2} &= -2b \\ \rho &= -\frac{1}{4\pi}\frac{d^2V}{dh^2} = \frac{1}{2\pi}b \end{aligned}\right\} \tag{2a}$$

Zur Bestimmung der Konstanten a und b liefern nun die beiden gleichzeitig gemessenen Potentialwerte

V_1 für $h = 1$ m
V_2 „ $h = 2$ m:

$$\left.\begin{aligned} V_1 &= a \cdot 1 - b \cdot 1 \\ V_2 &= a \cdot 2 - b \cdot 2^2 \end{aligned}\right| \quad V_1 - \tfrac{1}{2}V_2 = b$$

und, was hauptsächlich interessiert,

$$\rho = \frac{1}{2\pi}(V_1 - \tfrac{1}{2}V_2) \tag{2b}$$

Da man die Höhen in Metern, die Spannungen in Volt mißt, muß man den Ausdruck rechts in Formel (2b) noch dritteln, um ρ in elektrostatischen Mengeneinheiten pro cbm zu erhalten.

Es ist demnach:

$$\rho = \frac{1}{6\pi}(V_1 - \tfrac{1}{2}V_2)$$

in elektrostatischen Einheiten pro cbm.

Man sieht also, daß, falls $\frac{1}{2}V_2$ kleiner gefunden wird als V_1, freie positive Raumladung in der Luft angezeigt ist. Wir wollen diesen Fall den normalen nennen.

[1]) Siehe auch: Elster u. Geitel, Sitz.-Ber. Wiener Akad. 98, IIa, 911, 1889. — A. Gockel, Met. Z. 23, 55, 1906.

Bei $\frac{1}{2}V_2 > V_1$ muß die Gesamtladung negativer Bestandteile überwiegen. Der Fall $\frac{1}{2}V_2 = V_1$ führt auf die Annahme (1) zurück.

Das Potentialgefälle ist auch bei ganz heiterem Wetter niemals längere Zeit konstant, sondern zeigt unausgesetzt kleinere oder größere Schwankungen. Man kann die hiedurch bedingten Abweichungen vom Mittel bei kurzer Beobachtungsdauer als zufällige betrachten und daher nach den wahrscheinlichsten Werten der Konstanten a und b fragen, die dem betreffenden Beobachtungssatze entsprechen. Diese werden bekanntlich nach der Methode der kleinsten Quadrate durch die Bedingungen erhalten, daß

$$\Sigma^i (V_i - a h_i + b h_i^2)^2 \tag{3}$$

ein Minimum ist, d. h.

$$\left.\begin{aligned} \Sigma^i (V_i - a h_i + b h_i^2)\, h_i &= 0 \\ \text{und } \Sigma^i (V_i - a h_i + b h_i^2)\, h_i^2 &= 0 \end{aligned}\right\} \tag{3a}$$

werde.

Da hier aber nur für die beiden Höhen $h_1 = 1\,\text{m}$, $h_2 = 2\,\text{m}$ beobachtet wurde, reduzieren sich die Gleichungen (3a) auf folgende, wo n die Zahl der zusammengesetzten Beobachtungen ist:

$$\Sigma V_1 + 2\Sigma V_2 - 5na + 9nb = 0$$
$$\Sigma V_1 + 4\Sigma V_2 - 9na + 17nb = 0$$

woraus sich durch Elimination von a ergibt:

$$4\Sigma V_1 - 2\Sigma V_2 - 4nb = 0$$

und für $n = 10$

$$b = \frac{1}{10}(\Sigma V_1 - \tfrac{1}{2}\Sigma V_2)$$

und

$$\rho = \frac{b}{6\pi} = \frac{1}{60\pi}(\Sigma V_1 - \tfrac{1}{2}\Sigma V_2)$$

elektrostatische Einheiten pro m^3.

Nach dieser Formel sind die erhaltenen Potentialwerte reduziert worden.

5. Ionenzähler und deren Aufstellung.

Die in der Zeit vom 8. 10. 5 bis 29. 8. 7 mit zwei größeren, durch äußere Umstände veranlaßten Unterbrechungen stattgehabten Ionenzählungen fanden erst im Garten unseres Heimes, später gleichzeitig mit den vorbeschriebenen Potentialmessungen auf freiem Felde (Wiese) statt, etwa 8 m vom Tischchen der Potentialelektroskope entfernt.

Es waren regelmäßig zwei Ebertsche Ionenzähler[1]) (im folgenden, wo nötig, mit A und L bezeichnet) mit horizontalem Rohre auf einem 0,8 m hohen Tische aufgestellt, einige Monate hindurch auch ein dritter Ebertscher Ionenzähler (K) mit vertikalem Rohre, dessen Werte aber gesondert betrachtet werden sollen. Die Kondensatorrohre hatten hiebei folgende Dimensionen:

	A	L	K
Länge L	38 cm	38 cm	14 cm
äußerer Radius r_a	1,5 cm	1,5 cm	1,5 cm
innerer Radius r_i	0,25 cm	0,25 cm	0,25 cm

Apparat A hatte eine Kapazität von 21,5 cm, seine Fördermenge betrug für zehn Minuten Laufzeit 0,90 m^3, bei Vorsetzung eines Hilfskondensators nach Mache[2]) 0,84 m^3.

Apparat L hat die Kapazität 18,27 cm, seine Fördermenge ist für die zwölf-minutliche Laufdauer auf 1,079 m^3 angegeben, mit Vorschaltung des Hilfskondensators nach Mache ist sie 1,039 m^3.

Die Elektroskope der Apparate sind zur Sicherung gegen elektrostatische Einflüsse innerhalb der Gläser mit Gittern geschützt, wie die drei Potentialelektroskope. Die Ablesung wurde

[1]) H. Ebert, Phys. Z. 2. 662, 1901. Illustr. aeron. Mitteil. 1902 Heft 4.

[2]) H. Mache, Phys. Z. 4, 717, 1903.

an A mittels eines 25 cm langen Diopters an einem Papiermaßstabe vollzogen, L und K besaßen Spiegelablesung. Die Eichungen wurden mehrfach mittels der S. 6 erwähnten Akkumulatorenbatterie unter Parallelschaltung des Normalwestonpräzisionsvoltmeters im physikalischen Institut der Technischen Hochschule in München ausgeführt, bei Blättchenbruch aber wenigstens vorläufig durch Vergleich mit 2—3 anderen Elektroskopen gewonnen.

Zur Sicherung gegen Einflüsse des Windes wurden die Rohre stets möglichst normal zur Windrichtung aufgestellt. Die Sonne wurde nach Möglichkeit von den Elektroskopen abgeblendet durch größere Leinenschirme; die an den Instrumenten angebrachten erwiesen sich als zu klein.

Die Isolation wurde an jedem Meßtage mindestens bei Schluß der Messungen, aber auch öfters bei Beginn, auch während der Messungen geprüft und der etwaige, meist geringfügige Verlust vom gemessenen Spannungsverlust in Abzug gebracht.

6. Fehlerquellen bei Ionenmessungen.

Störungen wurden öfters durch Fliegen, besonders solche kleinster Gattung, aber auch durch kleine Wollfädchen verursacht, die sich kaum dem bloßen Auge verrieten und stets mit der Lupe aufgesucht werden mußten. Während die Fädchen einen sofort auffallenden Ladungsverlust verursachten, mußte nach Fliegen von Zeit zu Zeit Umschau gehalten werden, um durch sie verursachte Ladungsverluste hintanzuhalten.

Die Reinigung der Blättchen, wie auch deren Loslösen vom Blättchenträger bei Ankleben wurde sehr vorteilhaft mit einer in einem Reibahlenhalter befestigten Schweinsborste vollzogen, was sich für die Blättchen als so schonend erwies, daß Blättchendefekte seit ihrer Verwendung nicht mehr vorkamen. In das Elektroskop gekommene Fliegen wurden am einfachsten durch Öffnen des Elektroskopes entfernt.

Merkwürdig ist, daß von den zahlreichen Bienen, die in einem Nachbaranwesen gehalten werden, sich keine in einen Apparat verirrte.

Trotz guten Verschlusses des Apparates in Zeiten der Ruhe mußte mehrmals der Kondensator ausgekehrt werden.

Einige Male war es nötig, bei hoher Feuchtigkeit die Messungen abzubrechen; die Zahl dieser Fälle wurde dadurch vermindert, daß bei großer Feuchtigkeit die Elektroskope frisches Natrium erhielten und daß bei Eintritt der abendlichen Feuchtigkeit (Sonnenuntergang) die Messungen beendigt wurden. Wenn übrigens die Schlußisolationsprüfung großen Spannungsverlust bei geschlossenem Apparate gab, wurden die in Frage kommenden Messungen nicht verwendet.

Eine leider mißliche Fehlerquelle ist in der Unregelmäßigkeit des Blättchenganges zu erblicken. Vor Hinaufgehen der Blättchen infolge Sonnenwirkung mag man sich ja durch Abhaltung der Sonne schützen; jedoch zeigen die Blättchen eine fatale Starrheit, die sie nicht genau den Ladungsverlusten folgen läßt.[1]) Sie zeigen deshalb zu Zeiten zu hohe Werte, um dann plötzlich in die richtige Lage zurückzufallen. Verwendung langer, schmaler Blättchen hilft ja einigermaßen ab, kann den Fehler aber auch nicht ganz beseitigen.

Ein weiterer Fehler ist der, daß die Blättchen am Schlusse einer Isolationsprüfung oft einige Zehntel mehr zeigen als zu deren Beginn, auch bei Verwendung der weichsten, idealsten Blättchen. Die Ursache dieses Fehlers ist mir nicht klar geworden.

Im übrigen halten die Blättchen ihre Eichwerte sehr gut, Prüfungen nach langer Zeit ergaben nur Abweichungen bei sehr kleinen Spannungen, wie sie praktisch nicht gebraucht werden.

Ein nicht zu unterschätzender Fehler bei der Spiegelablesung ist in der Unsicherheit der Ablesung zu erkennen; die immerhin bedeutende Möglichkeit der vertikalen Verschiebung des beobachtenden Auges gibt Fehler von 1—2 Zehnteln der Skala. Auch hier ist die Dioptersablesung, weil genauer und weil rascher ausführbar, vorzuziehen.

[1]) Siehe H. Ebert, Phys. Z. 6, 642, 1905.

Die in den Elektroskopblättchen begründeten Fehlerquellen lassen es wünschenswert erscheinen, diese Einrichtung bei den Ionenzählern, wo es auf Verluste von einigen wenigen Volt ankommt, ganz zu verlassen.[1])

Um aus meinen Messungen die obigen Fehler zu eliminieren, habe ich eine möglichst große Zahl von Messungen erstrebt. Die Erreichung dieses Zieles wurde mir nur dadurch ermöglicht, daß mich meine Frau bei Bedienung der drei Ionenzähler und Aufzeichnung der meteorologischen Daten in wirksamster und ausdauerndster Weise unterstützte, ja während besonders anstrengender Tätigkeit bei den Potentialmessungen die Wartung der Ionenzähler meist ganz übernahm.

7. Vergleich von Ionenzählern.

Es war vielfach geklagt worden, daß die Ionenzähler zu langsam arbeiten, d. h. in bestimmten Zeiten zu geringe Blättchenrückgänge geben. Es lag dann der Gedanke nahe, die Kondensatorrohre zu verkürzen. Das bringt aber wieder die Gefahr mit sich, daß zu viele Ionen ungezählt hindurchfliegen.

Da von Anfang an beabsichtigt war, zwei Apparate gleichzeitig mit entgegengesetzten Ladungen laufen zu lassen, wurde erst durch gleichzeitiges Laufenlassen mehrerer Apparate mit gleicher Ladung geprüft, in wie weit diese vergleichbare Werte ergeben.

Neben den beiden oben beschriebenen Apparaten A und L lief noch der mit K bezeichnete Ebertsche Apparat No. 1649 mit vertikalem, ganz kurzem Rohre (Kap = 8 cm, Fördermenge 0,65 cbm pro 494 sec. Rohrlänge 14 cm gegen 38 cm bei A und L.)

Die drei Apparate waren so im Freien aufgestellt, daß sie die Mündungen der Kondensatorrohre in gleicher Höhe hatten.

Die Dauer einer Messung war bei L 12 Minuten, bei A 10 Minuten, bei K $8\frac{1}{4}$ Minuten.

Störungen elektrostatischer Natur waren auch bei K durch Vergitterung des Elektroskopes ausgeschlossen.

Über die Apparate war, wenn notwendig, etwa 15 cm über die Rohrmündung ein Kistendeckel gelegt, um das Einfallen von Schnee ins vertikale Rohr von K zu verhüten. Ein Unterschied der mit oder ohne diese Bedeckung erhaltenen Werte ist mir nicht aufgefallen.

Es ergab sich aus Messungen im Zeitraume vom 19. 11. 5 bis 6. 3. 6, zu verschiedenen Tageszeiten, aber meist schönem Wetter vorgenommen, folgende Beziehung zwischen den in A und K adsorbierten Ionenmengen,[2]) nach heiteren (Bewölkung 0—5) und trüben Tagen (Bewölkung 6—10) geschieden (Tabelle 1):

Tabelle 1.

	A	K
Heiter, Bewölkung 0—5		
E+ Mittel aus 93 Beobachtungen	0,502	0,424
E− „ „ 104 „	0,387	0,229
Trüb, Bewölkung 6—10		
E+ Mittel aus 88 Beobachtungen	0,419	0,401
E− „ „ 80 „	0,359	0,262
Alle Messungen zusammen:		
E+ Mittel aus 181 Beobachtungen	0,461	0,412
E− „ „ 184 „	0,375	0,244

Die Verhältnisse der in beiden Apparaten adsorbierten Ionenmengen sind also (Tabelle 2), die Werte von K gleich 1 gesetzt:

[1]) Vergleiche die auf Einführung von Mikroskopablesung bezüglichen Arbeiten von H. W. Schmidt, Phys. Z. 6, 561, 1905; 7, 157, 1906. K. Kurz, Phys. Z. 7, 375, 1906.

[2]) Im folgenden sind die Ionenmengen E+ und E− in absolutem Maße pro Kubikmeter angegeben.

Tabelle 2.

	E_+	E_-
Bei heiterem Wetter	1,19 : 1	1,70 : 1
„ trübem „	1,04 : 1	1,42 : 1
Allgemein	1,12 : 1	1,54 : 1

Als Ergebnis des Vergleiches der drei Apparate A, L, K ergab sich in gleicher Weise während des Zeitraumes vom 17. 12. 5 bis 6. 3. 6 folgendes (siehe Tabelle 3):

Tabelle 3.

	L	A	K
Heiter, Bewölkung (0—5)			
E_+ Mittel aus 69 Beobachtungen	0,498	0,483	0,394
E_- „ „ 73 „	0,377	0,431	0,225
Trüb, Bewölkung (6—10)			
E_+ Mittel aus 44 Beobachtungen	0,625	0,567	0,554
E_- „ „ 44 „	0,525	0,488	0,299
Zusammen, Bewölkung (0—10)			
E_+ Mittel aus 114 Beobachtungen	0,545	0,517	0,454
E_- „ „ 117 „	0,432	0,452	0,253

Die Verhältnisse der adsorbierten Ionenmengen sind hienach (Tabelle 4):

Tabelle 4.

Bewölkung	E_+			E_-		
	L	A	K	L	A	K
0—5	1,26	1,22	1	1,68	1,91	1
6—10	1,13	1,03	1	1,76	1,63	1
0—10	1,20	1,14	1	1,71	1,79	1

Es ergibt sich aus beiden Beobachtungsreihen (deren Material sich zum Teil deckt) in übereinstimmender Weise, wie auch früher berechnete Teilresultate fast die nämlichen Zahlenwerte ergeben hatten, daß das aus K ermittelte E_+ ein wenig, das aus K gefundene E_- sehr stark hinter den annähernd gleichen, aus L und A berechneten Werten zurückbleibt.

Es zeigte sich dieses Zurückbleiben schon im Verlaufe der Einzelmessungen aufs deutlichste; insbesondere aber bei den abnorm hohen Werten, die sich einige Male ergaben. Es mögen einige hiefür typische Messungen hier angeführt werden:

23. 12. 5. Recht warme Nacht, ganz windstill. Bewölkung 10. Transparenz[1]) 4, Feuchtigkeit 92—100%. L und K sind ganz frisch mit Natrium beschickt. Die drei Apparate sind in vorzüglichem Gange. Die abzuziehenden Isolationsverluste bei Stillstand der Apparate sind angesichts der hohen Feuchtigkeit sehr gering. (Tabelle 5.)

Tabelle 5.

Beginn der Messung	L	A	K
4h 23 p.	— 2,582	— 2,386	— 0,540
7h 48 p.	— 1,045	— 1,013	— 0,147
8h 9 p.	+ 0,910	+ 1,365	+ 1,987
8h 58 p.	— 0,785	— 0,886	— 0,172
9h 19 p.	+ 1,373	+ 1,620	+ 1,018

[1]) Siehe Skala Seite 24.

Auch bei Nichtberücksichtigung solcher abnorm hohen Werte verhalten sich die Leistungen der drei Apparate so wie oben angegeben.

Das Zurückbleiben der E_ Werte in Apparat K wird deutlich illustriert durch folgende Tabellen 6 und 7, die eine Zusammenstellung der E Werte und der Werte $p' = \frac{\Sigma E_+}{\Sigma E_-}$ gibt, wie sie einerseits durch die Apparate A und L (Tabelle 6), andererseits durch Apparat K (Tabelle 7) erhalten werden.

Man sieht hieraus, daß die p', wie sie durch K ermittelt wurden, gerade dann, wenn die beiden anderen Ionenzähler recht kleine Werte p' ergeben, zum Teil recht groß ausfallen.

Tabelle 6.

Zeit	E+	n	E−	n	p'	
Oktober 1905	0,436	44	0,307	44	1,42	
November „	0,416	59	0,303	53	1,37	
Dezember „	0,414	114	0,375	119	1,10	kalt
Januar 1906	0,676	123	0,527	115	1,26	Föhne
Februar „	0,352	72	0,334	68	1,05	sehr kalt
März „	0,535	104	0,451	102	1,19	
11. 4. 6 bis 21. 5. 6 . .	0,516	87	0,448	88	1,15	
22. 5. 6 „ 26. 6. 6 . .	0,434	13	0,398	14	1,09	
1. 7. 6 „ 8. 7. 6 . .	0,487	26	0,388	26	1,25	
20. 10. 6 „ 25. 11. 6 . .	0,510	20	0,360	20	1,41	
10. 6. 7 „ 14. 8. 7 . .	0,640	23	0,401	26	1,59	heiß
Gesamtmittel	0,501	685	0,409	675	1,22	

Tabelle 7.

Zeit	E+	n	E−	n	p'	
November 1905	0,293	61	0,256	58	1,14	
Dezember „	0,375	72	0,233	76	1,61	kalt
Januar 1906	0,704	49	0,360	46	1,95	Föhne
Februar „	0,329	19	0,205	21	1,60	trotz Kälte
März „	0,321	15	0,244	15	1,31	
Gesamtmittel	0,418	216	0,264	216	1,58	

Der Umstand, daß die E_+ des Apparates K nur wenig hinter den gleichzeitig in A und L gemessenen zurückbleiben, zeigt deutlich, daß man für die großen Abweichungen der E_ sicher nicht Fehler in der Eichung oder in Bestimmung der Fördermenge verantwortlich machen kann. Ersichtlich ist das vielmehr nur dadurch veranlaßt, daß K weit mehr negative Ionen durchläßt, ohne sie abzufangen, als die beiden anderen, normalen Apparate und zwar deshalb, weil die negativen Ionen leichter adsorbiert und dadurch molisiert werden als die positiven, wodurch sich ihre Geschwindigkeit in höherem Grade verlangsamt. Der zu kurze Apparat K täuscht also eine weit größere Unipolarität vor, als sie für die Ionen von normaler Beweglichkeit eigentlich gegeben ist.

8. Grenzgeschwindigkeit der im Ionenzähler noch aufgefangenen Ionen.

Da somit sichtlich der Apparat K eine bedeutende Zahl von Ionen durchschlüpfen läßt, die die beiden anderen Apparate noch aufnehmen, liegt es nahe, die Geschwindigkeiten jener Ionen zu suchen, welche von den einzelnen Apparaten gerade noch ganz adsorbiert werden.

Man hat für die Kraft, welche ein Ion im Kondensatorraume nach dem Innenzylinder ziehen will, den Ausdruck:

$$K = \frac{1}{r} \frac{V}{\lg \frac{r_a}{r_i}}$$

wo r_a und r_i die Radien der Kondensatorzylinder, r der Abstand des Aufpunktes von der Axe und V die Spannungsdifferenz zwischen äußerem und innerem Zylinder in Volt ist (Fig. 7).

Die Geschwindigkeit in der Richtung des Radius ist also

$$\frac{dr}{dt} = -uK = -\frac{u}{r}\,\frac{V}{\lg\frac{r_a}{r_i}}$$

wo u die spezifische Wanderungs-Geschwindigkeit ist.

Wenn l die Achsenprojektion des Weges der Ionen, L die Länge des inneren Zylinders und g die Geschwindigkeit des Luftstromes ist, hat man weiters wegen $\frac{dl}{dt} = g$ die Gleichung:

$$\frac{dr}{dl} = -\frac{u}{gr}\,\frac{V}{\lg\frac{r_a}{r_i}}$$

und hieraus

$$r\,dr = -\frac{u}{g}\,\frac{V}{\lg\frac{r_a}{r_i}}\,dl$$

und

$$\tfrac{1}{2}r^2 = -\frac{u}{g}\,\frac{V}{\lg\frac{r_a}{r_i}}\,l + C$$

Die im Abstande r_a eintretenden Ionen der Geschwindigkeit u stellen die Grenzfläche der abgefangenen Ionen dar, denn die im Abstande r_a eintretenden Ionen werden gerade noch alle adsorbiert, wann ihre Geschwindigkeit u oder größer als u ist. Ionen kleinerer Geschwindigkeit werden nur mehr zum Teil adsorbiert und zwar um so weniger, je kleiner ihre Geschwindigkeit ist.

Für $l = 0$ ist also $r = r_a$

für $l = L$ ist $r = r_i$

Man hat also:

$$\tfrac{1}{2}r_a^2 = C$$

und

$$\tfrac{1}{2}r_i^2 = -\frac{u}{g}\,\frac{V}{\lg\frac{r_a}{r_i}}\,L + C$$

woraus

$$\frac{u}{g}\,\frac{VL}{\lg\frac{r_a}{r_i}} = \tfrac{1}{2}(r_a^2 - r_i^2)$$

und

$$u = \frac{g\lg\frac{r_a}{r_i}}{2VL}\,(r_a^2 - r_i^2)$$

oder, die Kapazität

$$C = \frac{\frac{1}{2}L}{\lg\frac{r_a}{r_i}}$$

und die sekundliche Fördermenge $F = \pi(r_a^2 - r_i^2)\,g$

eingeführt,

$$u = \frac{F}{4\pi CV}$$ folgt.

Die Radien r_a und r_i sind für die drei Apparate L, A, K die gleichen, $R = 1{,}5$ cm $r = 0{,}25$ cm; $L = 38$ bezw. 14 cm.

Die Fördermenge ist für

A bei einer Laufzeit von 15 min. $F = 1{,}343$ cbm
L „ „ „ „ 710 sec. $F = 1{,}079$ „
K „ „ „ „ 494 sec. $F = 0{,}651$ „

So ergeben sich für die drei Apparate die Werte

$$u_A = \frac{11{,}15}{V}\ \frac{cm}{sec.}\ \text{pro}\ 1\frac{V}{cm} \qquad u_L = \frac{11{,}37}{V}\ \frac{cm}{sec.}\ \text{pro}\ 1\frac{V}{cm} \qquad u_K = \frac{26{,}81}{V}\ \frac{cm}{sec.}\ \text{pro}\ 1\frac{V}{cm}$$

wo für V etwa der Mittelwert, der bei den Beobachtungen benutzt wurde, noch einzusetzen ist.

Die Voltzahl zu Beginn der Messungen war im Mittel aus einer größeren Anzahl von Stichproben (etwa 100 Werte pro Apparat) für

A 224 Volt L 190 Volt K 204 Volt

Die mittleren Verluste während der einzelnen Messungen sind für

A 5,2 Volt L 8,7 Volt K 8,8 Volt.

Sonach kann V für die drei Apparate im Mittel gesetzt werden:

$V_A = 222$ Volt $V_L = 186$ Volt $V_K = 200$ Volt.

Demnach ist:

$u_A = 0{,}050$ $u_L = 0{,}061$ $u_K = 0{,}134$.

Nun schwankt aber die jeweilige Aufladespannung in ziemlich weiten Grenzen, nämlich für A zwischen 244 und 183 Volt L zwischen 208 und 145 Volt K zwischen 244 und 165 Volt.

Die Fehlergleichung: $$du = -\frac{c}{V^2}\,dV = -u\,\frac{dV}{V}$$

zeigt, daß deshalb

A um 13,7% B um 17% K um 20%

des normalen Wertes vom Mittelwert abweichen kann.

Es ist also genauer:

$$\left.\begin{aligned} u_A &= 0{,}050 \pm 0{,}007 \\ u_L &= 0{,}061 \pm 0{,}011 \\ u_K &= 0{,}134 \pm 0{,}027 \end{aligned}\right\} \frac{cm}{sec.}\Big/\frac{V}{cm}$$

als Grenz-Geschwindigkeit der Ionen anzusehen, die gerade noch im betreffenden Apparate vollzählig abgefangen werden.

Voraussetzung hiefür ist, daß in der Atmosphäre Ionen der verschiedenen Geschwindigkeiten in annähernd gleicher Menge vorhanden sind.

Nun ist aber schon von Langevin[1]) gezeigt worden, daß zwischen den Ionen normaler Beweglichkeit

$$u = ca\ 1\frac{cm^2}{V \cdot sec.}$$

und den zahlreichen molisierten Ionen von etwa

$$u' = \frac{1}{3000}\ \frac{cm^2}{V \cdot sec.}$$

mittlere Geschwindigkeit eine deutliche Lücke besteht, insoferne für dazwischen liegende Geschwindigkeiten die Kurve S Langevins nur schwache Krümmungen aufweist. Außer für jene beiden ausgezeichneten Geschwindigkeiten mit starker Krümmung der Kurve S, also großer Menge solcher Ionen, scheint es demnach nur wenige Ionen anderer Geschwindigkeiten zu geben.

Immerhin können die zahlreichen molisierten Ionen der Geschwindigkeit u' wegen der Kleinheit von u', auch wenn sie an Zahl die Ionen normaler Geschwindigkeit u weit überwiegen, nur wenig zum Werte E beitragen, während die Ionen mit der Geschwindigkeit u oder mehr, alle in jedem der verwendeten Jonenzähler gemessen werden.

Es bleibt also nur übrig, den im allgemeinen nicht zahlreichen Ionen von Geschwindigkeiten zwischen u und u' die Verschiedenheit der gleichzeitig in Ionenzählern verschiedener Kapazität gemessenen Werte E zuzuschreiben (siehe Fig. 8).

[1]) Langevin, Compt. Rend. 140, 234, 1905.

Es mag bemerkt werden, daß ja die Beweglichkeit u der Ionen normaler Geschwindigkeit nur ein Mittelwert ist, der sich immerhin aus Werten zusammensetzen mag, die weiter vom Mittel abweichen als man jetzt annimmt.

Daß auch zwei ganz gleich gebaute Ionenzähler in einzelnen Werten so oft stark abweichende Werte ergeben, hat, wie eben gezeigt, neben den hier wesentlichen Blättchenwirkungen wohl auch in der bei aller Sorgfalt verschiedenen Kondensatorspannung ihren Grund, wobei entsprechend der Formel

$$u = \frac{F}{4\pi CV}$$

die untere Geschwindigkeitsgrenze der vollzählig gemessenen Ionen schwankt.

Die später zu besprechenden Potentialmessungen ergeben eine Raumdichte, d. i. einen Überschuß der positiven Ladung von etwa 0,600 elektrostatischen Einheiten, während die Ionenzählungen nur eine solche von 0,100 elektrostatischen Einheiten ergeben.

Der Unterschied dieser beiden Zahlen ist wohl hauptsächlich auf Rechnung eben jener molisierten Ionen zu setzen, die bei den Ionenzählungen, die nur die nicht molisierten Ionen von normaler Beweglichkeit geben, nicht mitgemessen werden, wohl aber bei den Potentialmessungen mit in Rechnung kommen.

Es ist jedoch hier wohl zu erwähnen, daß die Ionenzählungen doch vollberechtigt erscheinen. Sie geben sicher keine vorgetäuschten Werte für Unipolarität und Ionenzahlen; nur sind diese für Ionen normaler Geschwindigkeit geltenden Werte kleiner als die Gesamtwerte für die freie Atmosphäre. Zwischen beiden Meßmethoden, Ionenzählung und Potentialmessung, besteht ein weitgehender Parallelismus in bezug auf die wirksamen Faktoren, z. B. in bezug auf Sonnenstrahlung, Bewölkung, Temperatur, Feuchtigkeit, Wind und Luftdruck. Auch wenn negative Werte auftreten für Potentialdichte ρ und Ionenzählerdichte $Q = E_+ - E_-$, so treten sie, abgesehen von einer Störung durch Bergwind, fast regelmäßig gleichzeitig, wenn auch in verschiedener Quantität auf.

Auf Anführung spezieller Werte für diese Frage kann um so mehr verzichtet werden, als abgesehen von den Ergebnissen anderer Beobachter das Folgende diesen Parallelismus oft genug erkennen lassen wird.

Die beiden Apparate A und L ergeben im Mittel immerhin ziemlich gleiche Geschwindigkeitsgrenzen für die aufgefangenen Ionen, so daß sie als einander gleichwertig betrachtet werden können. Anders ist es mit dem Apparat K, der so sehr abweicht, daß seine Messungen nicht mit den anderen zusammengenommen werden können. Deshalb ist in den folgenden Tabellen auf die Messungen mit Apparat K nicht Bezug genommen, vielmehr sind dort nur die mit den Apparaten A und L erhaltenen Messungen verwendet.

Auch eine Zusammenfassung von Ionenzählungen verschiedener Beobachter zu gemeinsamem Mittel hat nur dann Berechtigung, wenn die verwendeten Apparate annähernd gleiche Geschwinkeitsgrenze aufweisen.

9. Meßmethode bei Ionenzählungen.

Die Ionenzähler liefen anfangs behufs Vergleichung der von ihnen geförderten Ionenmengen, so weit es die verschiedene Laufdauer zuließ, gleichzeitig mit Ladungen gleichen Vorzeichens im Kondensator. Und zwar wurde abwechselnd positiv und negativ geladen. Als A und L als gleichwertig erkannt waren, liefen diese beiden im Wechsel mit Ladungen verschiedenen Zeichens zur selben Zeit. Die Q und p wurden aus den auf gleiche Zeit interpolierten E-Werten berechnet; als aber A und L mit entgegengesetzten Zeiten zu gleicher Zeit liefen, wurden die Q und p aus den gleichzeitig gemessenen E_+ und E_- entnommen. Dabei wurden, wie schon bemerkt, A sowohl wie L abwechselnd positiv und negativ geladen, um die aus Verschiedenheit der Apparate resultierenden Fehler aus den E auszumerzen.

10. Bestimmung der normalen Ionengeschwindigkeiten.

Im Sommer 1906 wurden neben den Mengenmessungen auch Geschwindigkeitsmessungen mit dem Mache schen [1]) Hilfskondensator vorgenommen. Als Hilfsspannung wurde hiebei, nachdem sich eine anfänglich benutzte Calomelbatterie als ziemlich untauglich erwiesen hatte, eine stets ausgezeichnet funktionierende Akkumulatorenbatterie mit 16 Volt Spannung verwendet, die oftmals nachkontrolliert wurde.

Auch bei den Geschwindigkeitsmessungen lief Apparat A stets je zehn Minuten, L zwölf Minuten, und zwar jeder erst mit Hilfsbatteriespannung im Vorsteckkondensator, dann mit geerdetem Hilfskondensator, so daß jede Messung etwa eine halbe Stunde dauerte. Wegen der trotz der langen Expositionsdauer immer noch geringen Spannungsverluste sind die Geschwindigkeitsmessungen mit der angewandten Methode sehr schwer zu großer Genauigkeit zu bringen. Der Hauptgrund hiefür ist in der Einrichtung der Blättchenelektroskope und in verschiedener Laufzeit der drei Apparate gelegen; in letzterer besonders bei unbeständigem Wetter.

Es kann also auch hier nur ein aus einer größeren Anzahl von Werten genommener Mittelwert Anspruch auf Beachtung erheben. Leider muß man dabei aber in Kauf nehmen, daß die, trotzdem meist bei schönem Wetter gemessen wurde, doch vielfach schwankenden Witterungszustände nicht gut zu eliminieren und in Bezug auf ihren Einfluß getrennt zu erhalten sind.

Störend erwies sich der öfters eintretende Umstand, daß der Voltverlust der Blättchen bei vorgelegtem Hilfskondensator mit Ladung aus der Hilfsbatterie größer war, als wenn der Hilfskondensator geerdet war. Die Ursache dieses Fehlers zu ergründen, ist mir nicht gelungen. Ein Versagen des Apparates ist jedenfalls bei einer Anzahl solcher mißlungener Messungen ganz ausgeschlossen. Es mag sein, daß die Ionenführung der Atmosphäre nicht homogen genug war, oder daß sich während der Laufzeit Fäserchen an den Kondensatorstab anhängten, die eine bei dem geringen Spannungsverluste empfindliche Entladung herbeiführten.

11. Bestimmung der Leitfähigkeit.

In weiterer Folge wurden die an den einzelnen Meßtagen erhaltenen Werte der E und u zu Werten für die Leitfähigkeit kombiniert.

Die Anordnung der Messungen war hiebei nach mehrfachen Versuchen endgültig, wie folgt, angenommen:

1. Erst lief L mit positiver Ladung und geerdetem Hilfskondensator, gleichzeitig A mit negativer Ladung und negativ geladenem Hilfskondensator.
2. Alsdann lief gleichzeitig L mit positiver Ladung und positiv geladenem Hilfskondensator, A aber mit negativer Ladung und geerdetem Kondensator.
3. L hatte positive, A negative Ladung, die Hilfskondensatoren waren beide abgenommen.
4. L hatte negative, A positive Ladung, die Hilfskondensatoren waren abgenommen.
5. L hatte negative Ladung und geerdeten Hilfskondensator, A gleichzeitig positive Ladung und positiv geladenen Hilfskondensator.
6. L hatte negative Ladung und negativ geladenen Hilfskondensator, A aber positive Ladung und geerdeten Hilfskondensator.

Es ergaben sich so je zwei Werte für die positive und die negative Elektrizitätsmenge, aber auch je zwei Werte für die Geschwindigkeiten.

Die Mittel aus diesen Einzelwerten eines Zyklus wurden verwendet, um daraus einen Wert für die Leitfähigkeit zu ermitteln. Die Bestimmung eines Wertes der Leitfähigkeit erforderte somit einen Zeitraum von etwa zwei Stunden.

[1]) H. Mache, Phys. Z. 4, 717, 1903.

Die Messungen mit geerdetem Hilfskondensator bleiben natürlich in der Größe der aufgefangenen Elektrizitätsmenge hinter denen mit abgenommenem Hilfskondensator zurück, weil ja schon im ersten Kondensator Adsorption eintritt. Auf ihre Verwertung in den Tabellen dieser Arbeit zu Mengenmessungen mit Hilfe der sich ergebenden Reduktionsfaktoren konnte angesichts der hinreichend großen Zahl der sonstigen Mengenmessungen um so leichter verzichtet werden, als die erhaltenen Mengenwerte dadurch an Gewicht nicht gewonnen hätten.

Trotz penibler Durchführung der Messungen und trotz der Verwendung von Mittelwerten, wie oben angegeben, ergeben sich doch zum Teil so große Abweichungen in den erhaltenen Werten der Leitfähigkeit, daß die Methode zur Ermittlung der Leitfähigkeit mir noch nicht einwandfrei erscheint. Die auf ganze zwei Stunden sich erstreckende Leitfähigkeitsmessung erfordert eben eine ganz einwandfreie Witterungslage, wie sie sich hier, vor den Bergen, selten genug bietet.

Aus diesem Grunde mußte eine größere Anzahl von Werten der Geschwindigkeit und damit der Leitfähigkeit, weil offenbar bei unbeständigem Wetter gemessen, ausgeschieden werden.

Aus dem oben beschriebenen Zyklus der E und u, wie sie im Zeitraume von etwa zwei Stunden gemessen worden waren, wurde jeweils der für diesen Zeitraum geltende Wert der Leitfähigkeit nach der bekannten Formel:

$$\lambda = E_+ \overset{+}{u} + E_- \overset{-}{u}$$

ausgerechnet, wobei die E in $\frac{\varepsilon}{m^3}$, die u in $\frac{cm}{sec.}$ pro $\frac{V}{cm}$ ausgedrückt sind. Um die λ in absolutem Maße zu erhalten, müßten sie dann noch mit $3 \cdot 10^{-4}$ multipliziert werden.

Nachdem nun diesen Werten λ die Werte E zu Grunde gelegt sind, wie sie durch die Ionenzähler erhalten worden sind und diese aus den weiter oben dargelegten Gründen (siehe Seite 20)[1]) nur einen Bruchteil der eigentlichen elektrischen Ladung der Atmosphäre darstellen, könnte wohl an der Realität dieser Werte λ überhaupt gezweifelt werden. Tatsache ist ja, daß eine große Anzahl von Ionen die Ionenzähler ungezählt passieren; auch meine Messungen zeigen, daß diese letzteren Ionen die wirklich adsorbierten Mengen weit an Zahl übertreffen. Zur Leitfähigkeit müssen aber natürlich auch diese Elemente mit beitragen. Jedoch ist sogleich einzusehen, daß diese molisierten Ionen mit verhältnismäßig sehr geringen Geschwindigkeiten begabt sind, so daß ihre Anteile an der Leitfähigkeit dementsprechend geringer ausfallen werden.

Gesetzt, es entspräche dem Mittel der Raumdichte $\rho = 0{,}600$ absolute elektrostatische Einheiten pro Kubikmeter, wie sie sich aus den Potentialmessungen (siehe Seite 89, Tabelle 82) errechnet, gegenüber dem Mittel $Q = 0{,}100$ absolute elektrostatische Einheiten pro Kubikmeter aus den Ionenzählungen auch ein entsprechend erhöhter Betrag an positiven und negativen Ionen in den unteren Schichten der Atmosphäre, so daß die gesamte in der Atmosphäre vorhandene positive Elektrizität (siehe Seite 33 ff.).

$\varepsilon_+ = 6{,}0$ absolute elektrostatische Einheiten pro Kubikmeter
$\varepsilon_- = 5{,}4$ „ „ „ „ „

statt der aus den Ionenzählungen folgenden Mengen

$E_+ = 0{,}500$ absolute elektrostatische Einheiten pro Kubikmeter
$E_- = 0{,}400$ „ „ „ „ „

ist, so wäre dann zu bedenken, daß die in den Ionenzählern nicht adsorbierten, molisierten Ionen mit Geschwindigkeiten behaftet sein müssen, die sicher kleiner sind als $0{,}07 \frac{cm}{sec.}$ pro $1 \frac{V}{cm}$, bis zu welcher Geschwindigkeit herab Ionen in den Ionenzählern überhaupt noch ganz abgefangen werden.

Ihr Beitrag zu λ wäre demnach

$$(6{,}0 - 0{,}5)\ 0{,}07 \text{ bezw. } (5{,}4 - 0{,}4)\ 0{,}07$$
$$= 0{,}385 \qquad\qquad 0{,}350$$

und zwar im Maximum, sicher aber ein noch viel kleinerer Wert.

[1]) Siehe auch Langevin, Compt. Rend. 140, 305, 1905. H. Gerdien, Phys. Z. 6, 648, 1905.

Man hätte demnach statt

$$\lambda = E_+ \overset{+}{u} + E_- \overset{-}{u} = 0{,}900$$

einen größeren Wert $\lambda = \mathfrak{E}_+ \overset{+}{u} + \mathfrak{E}_- u$ zu setzen, der aber gewiß viel kleiner ist als

$$\lambda = 0{,}900 + 0{,}735 = 1{,}635;$$

oder in absoluten Einheiten $\lambda = 4{,}9 \cdot 10^{-4}$ statt $2{,}7 \cdot 10^{-4}$.

Diese Werte stimmen aber wenigstens in der Größenordnung noch zusammen.

Hiebei sind die $\mathfrak{E}$ die in den betreffenden Schichten der Atmosphäre überhaupt vorhandenen Ionen, ob sie nun molisiert sind oder nicht, deren mittlere Geschwindigkeit eigentlich nicht angegeben werden kann, während die E nur die Ionen mit normaler Geschwindigkeit bedeuten.

Verwendet man den von Langevin[1]) gegebenen Wert der Geschwindigkeit der molisierten Ionen $\left(u = \frac{1}{3000} \frac{cm}{sec.} \text{ pro } \frac{V}{cm}\right)$ statt der von mir eben angenommenen, wohl nie von molisierten Ionen erreichten Maximalgeschwindigkeit $u = 0{,}07 \frac{cm^2}{V \cdot sec.}$, so reduziert sich der Beitrag der molisierten Ionen zur Leitfähigkeit λ auf $\frac{1}{210}$ des oben angegebenen Betrages, also auf eine in den Meßfehlern verschwindende Größe. Dabei ist der von mir gefundene Wert der Menge der molisierten Ionen (= 12—13,5 facher Betrag der Ionen normaler Beweglichkeit) beibehalten; der von Langevin gegebene Wert (= 50 facher Betrag der Ionen normaler Beweglichkeit) würde am Ergebnis wenig ändern.

12. Leitungs- und Konvektionsstrom.

Die wie eben erwähnt ermittelten Werte für λ wurden weiters mit den gleichzeitig erhaltenen Werten V_1 des Potentialgefälles kombiniert, um so Ausdrücke für die Intensität des Leitungsstromes zu erhalten, der normalerweise die positiven Ionen nach abwärts führt.

Man hat $i = \frac{1}{3} \lambda \frac{d\varphi}{dh} \cdot 10^{-17} \frac{Amp.}{cm^2}$, wobei $\frac{d\varphi}{dh} = V_1$ zu setzen ist.

Da der Wert λ nur der Größenordnung nach anerkannt werden kann, gilt das gleiche auch für die Werte der Stromdichte.

Es liegt auch die Frage nahe, welchen Wert die Strömung habe, die die elektrische Ladung der Luft durch die vertikalen Strömungen in die höheren Schichten führt, also dem Leitungsstrome entgegenarbeitet.

Dieser Konvektionsstrom ist für die Geschwindigkeit $1 \frac{cm}{sec.}$ des aufsteigenden Luftstromes gegeben durch den Ausdruck $j_2 = \frac{1}{3} Q \cdot 10^{-15} \frac{Amp.}{cm^2}$, soferne die aus $Q = E_+ - E_-$ sich ergebende Raumdichte verwendet wird.

Da bei diesem Konvektionsstrome jedoch die trägen, molisierten Ionen ebenfalls mitbeteiligt sind, ist es richtiger, hier die Raumdichte ρ zu verwenden, die sich durch Potentialmessung ergeben hat.

Es ist also zu setzen: $$j_1 = \frac{1}{3} \rho \cdot 10^{-15} \frac{Amp.}{cm^2}$$

pro $1 \frac{cm}{sec.}$ vertikale Aufwärtsbewegung der Luft.

Beide Werte j_1 und j_2 wurden für die einzelnen Meßtage ermittelt, für welche der Leitungsstrom i festgestellt worden war, und daraus das Gesamtmittel für i und die j gezogen, so daß die Gesamtmittel i und j, als am selben Tage erhalten, vergleichbar bleiben.

[1]) Siehe auch Langevin, Compt. Rend. 140, 305, 1905. H. Gerdien, Phys. Z. 6, 648, 1905.

13. Meteorologische Daten.

An meteorologischen Daten standen dank des liebenswürdigen Entgegenkommens der Marktverwaltung die Kurven eines Sendtnerschen selbstregistrierenden Barometers, eines Thermometers und eines Hygrometers zur Verfügung, wofür ich der Marktverwaltung hier meinen verbindlichsten Dank aussprechen möchte. Diese drei Instrumente waren freilich nicht auf dem Meßplatze selbst, sondern in einem Wetterhäuschen inmitten des Marktes aufgestellt. Das Barometer, das übrigens auch durch ein Aneroidbarometer und ein Gefäßbarometer in meiner in der Nähe des Meßplatzes gelegenen Wohnung des öfteren kontrolliert wurde, erwies sich als recht brauchbar; die Kurven des Thermometers waren nur insoweit zu verwenden, als aus ihnen die Größe der Tagesschwankung entnommen werden konnte; die Hygrometerkurven zeigten, wohl infolge der Aufstellung des Instrumentes an einem ungünstigen Orte (neben Wasser), sehr große Abweichungen von den Feuchtigkeitsverhältnissen am Meßplatze selbst.

Es war unumgänglich notwendig, die Temperatur und insbesondere die Feuchtigkeit am Meßplatze selbst zu ermitteln. Zu diesem Zwecke fand dort ein Augustpsychrometer Verwendung, das, aus zwei in Zehntelgrade geteilten Thermometern bestehend, dort auf dem Rasen aufgestellt und durch einen Tischfuß oder sonst in einer den Luftzug nicht abhaltenden Art vor Sonnenwirkung geschützt wurde.

Die Aufstellung am Boden, so daß die Quecksilbergefäße etwa 7 cm über Boden waren, erwies sich im Hinblick auf die Potentialmessungen als geboten, da es hier wesentlich auf die Temperatur und Feuchtigkeit der dem Boden zunächst liegenden Schicht ankam. Die Auswertung der Wasserdampfmenge und der Feuchtigkeitsprozente geschah mit Hilfe der bequemen Jelinekschen Tafeln.[1])

Es wurde bei jeder Meßdekade für die Potentialmessungen und bei jeder einzelnen Ionenzählung eine Ablesung an den beiden Thermometern gemacht, was bei den stets schwankenden Werten der Feuchtigkeit und der Schattentemperatur sich als absolut notwendig herausstellte.

Ebenso wurde fast bei jeder Dekade und jeder Ionenzählung eine Aufzeichnung über den herrschenden Wind nach der Beaufortschen Landskala gemacht, ebenso die Bewölkung nach Zehnteln sowie die Art der Bewölkung notiert und nötigenfalls angegeben, ob die Sonne frei oder bedeckt war.

Die Sichtigkeit der Luft wurde jedesmal nach folgender Tabelle angegeben:

Transparenz 0 Haus in ca. 150 m nicht zu sehen,
„ 1 Kirche in ca. 1 km nicht zu sehen,
„ 2 Kirche verschwommen,
„ 3 Kirchenkreuz sichtbar,
„ 4 Berge noch durchscheinend; 15—30 km,
„ 5 Berge im Nebelschleier,
„ 6 Berge dunstig,
„ 7 Berge klar, aber ferne,
„ 8 Berge klar, mittelferne,
„ 9 Berge sehr nahe,
„ 10 Föhnklarheit.

Unter dem Begriff „Berge“ ist hiebei die ganze, vom Beobachtungsplatze aus sichtbare Kette Hochriß bis Wendelstein gemeint, und es wird dann von Klarheit gesprochen, wenn ein Teil, etwa der Kaiser oder Hochriß klar ist, der andere aber, etwa der Wendelstein, nicht, da es ja auf Klarheit am Beobachtungsplatze ankommt, nicht aber auf Transparenz vor dem Berge.

Weiters wurde nicht verfehlt über die etwa sonst noch auffallenden meteorologischen Daten, wie Nebel, Tau, Regen, Schneeverhältnisse u. s. w. möglichst genau Buch zu führen.

[1]) Jelineks Psychrometertafeln, neu herausgegeben von Pernter. Leipzig 1903.

C. Messungsergebnisse.

1. Sommer- und Wintertypus.

Bei Anordnung der Beobachtungsergebnisse ist nicht nur für das Potentialgefälle V_1, für das schon Chauveau,[1]) Exner,[2]) Simpson,[3]) Lüdeling[4]) und andere eine Scheidung in Sommer- und Winterwerte für notwendig gehalten haben, sondern ebenso auch für die Raumdichten ρ, Q, und dann in gleicher Weise auch für die Elektrizitätsmengen, die E und deren Quotient p, wie zum Teil schon Czermak[5]) und Simpson und Gockel[6]) erkannt haben, eine Trennung der Beobachtungen in Sommer- und Winterwerte geboten.

Was die V betrifft, sind die Sommerwerte weit kleiner als die Winterwerte, was aus den Tabellen und Kurven des jährlichen Verlaufes des Potentialgefälles (Tab. 8, S. 37; Fig. 11, Taf. II) sich deutlich ergibt und auch anderwärts stets betont wurde.[7]) Aus jenen Kurven ist auch der steile Abfall der hohen Werte im Frühjahr, wie er schon von Lüdeling[4]) bemerkt wurde, zu sehen, was wieder für ein besonderes Verhalten bei spezifisch winterlichen Witterungsverhältnissen spricht.

Der tägliche Verlauf des Potentialgefälles (Fig. 16, 17, Taf. III) zeigt im Sommer viel stärkere Amplitude als im Winter, während Sommer und Winter ähnliche, wenn auch verschobene Maxima und Minima haben. Es sind also die Faktoren, die den täglichen Verlauf bestimmen, im Sommer weit wirksamer als im Winter, wenn man nicht im Winter besondere, die Amplitude dämpfende Ursachen annehmen will.

Für die durch Potentialmessungen bestimmte Dichte ρ ergibt sich die Notwendigkeit einer Teilung nach Sommer- und Winterwerten schon durch das Ergebnis, das im Sommer hohe positive ρ, in fast stets gleicher Höhe, lieferte, im Winter aber meist stark negative ρ.

Für die den Elektrizitätsmengen E_+ und E_- entsprechenden Werte der Zerstreuung Z_- und Z_+ hat schon Czermak[5]) einen jährlichen Gang gefunden, der ziemlich dem Gange entspricht, den ich (Fig. 12, Taf. II) für ρ gefunden habe, und der neben anderen dort gegebenen Gründen eine Scheidung der Winterwerte nahelegt.

Auch Gockel[8]) findet, daß sich die Zerstreuung im Laufe des Jahres nicht wesentlich ändert, jedoch im Winter kleinere Werte hat.

Meine Messungen ergeben, daß die E im Sommer größere Mittelwerte und auch im einzelnen in der Regel größere Werte liefern als im Winter. Das zeigt sich zwar nicht deutlich genug aus den Kurven des jährlichen Verlaufes (Fig. 13, Taf. II), aber gut aus Tabelle 83, (S. 89), wo das Sommermittel der E dem Wintermittel gegenübergestellt ist. Freilich ist hier von den besonders großen Werten E abzusehen, die unter besonderen Umständen gerade im Winter beobachtet werden, nämlich bei der Witterungskonstellation, die durch den Föhn verursacht wird. Auch Gockel[9]) gibt an, daß im Sommer der Minimalwert der E höher liegt als im Winter, was auch mir aufgefallen ist.

---

[1]) A. B. Chauveau, Étude de la variation diurne de l'électricité atmosphérique. Paris 1902.

[2]) F. Exner, Terr. Mag. 5, 167, 1900.

[3]) G. C. Simpson, Atmospheric Electricity in high latitudes. Phil. Trans. A 205, 61, 1905.

[4]) G. Lüdeling, Met. Z. 23, 114, 1906.

[5]) P. Czermak, Über Elektrizitätszerstr. in der Atmosphäre. Denkschr. Wien. Ak. 1903.

[6]) A. Gockel, Met. Z. 23, 53, 1906 und Met. Z. 22, 97, 1005.

[7]) Simpson, Seite 67; Lüdeling, Seite 115; A. Gockel, Luftelektrische Untersuchungen. Koll. Frib. IV, 10, 1902; Zölß, Messungen des Potentialgefälles in Kremsmünster. Sitz.-Ber. Wien. Ak. 112, IIa, 1413, 1903.

[8]) A. Gockel, Arch. des scienc. phys. et nat. 17, 93, 1904.

[9]) A. Gockel, Met. Z. 23, 65, 1906.

Die Differenz Q der E, die ja eigentlich dem Werte ρ parallel laufen sollte, macht die gewaltigen Elongationen der Größe ρ nur in sehr bescheidenem Maßstabe mit (Fig. 14, Taf. II) für den jährlichen Gang, wo Q in vergrößertem Maßstabe eingetragen ist, und auch Fig. 18 (Taf. III) für den täglichen Gang des Sommers). Doch weist Q im Sommer immerhin weit größere Werte auf als gewöhnlich im Winter, wo die Q nebenbei auch öfter negativ auftreten als in den wärmeren Jahreszeiten. Natürlich ist auch hier vom Föhn abzusehen.

Scharf prägt sich der Unterschied des Sommer- und des Wintertypus auch in den $p = \frac{E_+}{E_-}$ aus, wie sie aus Tabelle 12 (S. 44) sich ergeben, wo sie für Sommer und Winter nach Tagesstunden geordnet, einander gegenübergestellt sind, sowie aus Figur 15 (Taf. III). Es ist sofort zu sehen, daß die Sommerwerte ständig hoch sind, während im Winter die Werte sich sehr tief halten und sich, wie später besprochen werden soll und aus den Tabellen 9 und 12 (S. 39 u. 48) und Figur 15 (Taf. III) hervorgeht, nahe an jener Grenze bewegen, die für das Verhältnis der Geschwindigkeiten der Ionen normaler Geschwindigkeit gefunden worden ist. Gockel[1]) findet aus seinem reichen Beobachtungsmaterial im Gegensatz hiezu ein Minimum in der Sommerzeit, während der Winter höhere Werte hat. Die Verschiedenheit klärt sich vielleicht dadurch, daß der von Gockel verwendete Gerdiensche Apparat eine andere untere Geschwindigkeitsgrenze der noch aufgefangenen Ionen aufweist als die Ebertschen Ionenzähler. Mein Ionenzähler mit zu kurzem Fangrohr gab ja auch im Winter weit höhere p. Siehe Seite 17—20.

So ist durchaus nicht zu verkennen, daß im Sommer wenigstens zum Teil andere Faktoren wirksam sein müssen bei Hervorrufung und Unterhaltung des luftelektrischen Feldes als im Winter, oder daß die wirksamen Faktoren sich erst im Sommer so recht betätigen können.

Diese Faktoren können natürlich nur in den Eigentümlichkeiten und Ursachen der Witterungscharaktere gesucht werden, also zunächst in der Sonnenintensität und Bodenwärme, sowie den davon abhängigen meteorologischen Elementen.

2. Bodenatmung.

Von Interesse ist es nun, daß im Sommer dann, wenn der Boden taufrisch oder feucht war, der Typus der Meßwerte sich mehr dem Wintertypus näherte, das heißt die V größer und die ρ kleiner wurden. Ebenso fand auch Conrad,[2]) daß die Beobachtungen auf einem vereisten Berggipfel weit einfacher verlaufen als die auf einem nicht vereisten Gipfel. Bei Zölß[3]) und bei mir (Fig. 27, Taf. IV) zeigen die Potentialkurven für Werte der Temperatur unter Null ganz besonders hohe V gegenüber den Werten über Null Grad. Gockel[4]) findet, wie auch ich bemerkt habe, daß mit Eintritt eines scharfen Frostes die Ionenzahlen bei antizyklonaler Wetterlage sofort stark sinken. Auch hat Gockel[5]) bei schneefreiem Boden eine weit größere Radioaktivität A gefunden, als wenn der Boden mit Schnee bedeckt war. Endlich sei darauf verwiesen, daß Zölß[6]), Lüdeling[7]) und auch mir aufgefallen ist, daß der jährliche Verlauf der V bei Eintritt der Winterkälte steil ansteigt und ebenso bei Nachlassen der Winterkälte wieder steil abfällt.

Aus all diesen Tatsachen läßt sich folgern, daß der Umstand, daß im Winter der Boden gefroren ist und damit, wie im Sommer bei Tau, die Erdkapillaren verstopft sind, von besonderem Einflusse auf den Charakter der Messungsergebnisse ist. Diese Folgerung, die sich auch in

[1]) A. Gockel, Met. Z. 23, 56, 1906.
[2]) V. Conrad, Sitz.-Ber. Wien. Ak. 115 IIa, 1073, 1906.
[3]) B. Zölss, Sitz.-Ber. Wien. Ak. 112 IIa, 1431, 1903.
[4]) A. Gockel, Met. Z. 23, 56, 1906.
[5]) A. Gockel, Met. S. 23, 340, 1906.
[6]) B. Zölß, Sitz.-Ber. Wien. Ak. 112, IIa, 1413, 1903.
[7]) G. Lüdeling, Met. Z. 23, 116, 1906.

den Arbeiten von Czermak[1]) schon scharf ausgesprochen findet und von Gockel[2]) und Conrad[3]) weiter verfolgt worden ist, führt auf die von Ebert[4]) aufgestellte Theorie der Bodenatmung.

Daß diese ein wirklich nicht zu unterschätzender Faktor in der Gestaltung der luftelektrischen Verhältnisse ist, ergibt sich durch meine Messungen zunächst aus der Art, wie die Sonnenintensität auf die luftelektrischen Werte einwirkt.

Das Erscheinen der kräftigen Sommersonne am Morgen bewirkt ein rasches Ansteigen der ρ und gleichzeitig der V, ebenso aber auch ein Ansteigen der E und Q und besonders der p. Auch gegen Untergang der Sonne fallen die Werte V und ρ zu weit kleineren Beträgen zurück, um dann erneut anzusteigen. Andererseits zeigt der tägliche Verlauf der V und ρ, daß mit Zunahme der Sonnenwirkung vormittags die V und ρ rasch fallen, ebenso auch am Nachmittag, während nach Mittag erst die ρ und später auch die V unmittelbar nach einem stark ausgesprochenen Minimum zu einem hohen Maximum ansteigen. Diese Bewegung tritt, wie erwähnt, nicht oder nur in weit geringerem Maße ein bei nassem Boden (Tau) und im Winter, wo der Boden gefroren ist. Sie kann also nur in einem Luftaustausche durch den Boden begründet sein. Der Verlauf der V und ρ widerspricht nicht der Auffassung einer Veranlassung durch die Bodenatmung. Er erklärt sich, wie später zu besprechen ist, wohl dadurch, daß der Austritt einer größeren Anzahl größtenteils molisierter Ionen, was die größere Dichte bedingt, auch größeres Potentialgefälle schafft. Durch Abnahme der Feuchtigkeit, Austreten von Emanation aus dem Boden und Konvektion der molisierten Ionen in höhere Schichten in den Vormittagstunden wird dann die Leitfähigkeit am Boden vergrößert und dadurch V zu kleinerem Werte herabgedrückt.[5]) Die rasche Wärmeaufnahme von 10^h a. bis 12^h durch die Bodenoberfläche,[6]) die dann gegen 1^h zum Maximum der Temperatur der Bodenoberfläche führt,[7]) steigert dann den Austritt der Ionen so sehr, daß bei Eintritt des Temperaturmaximums ein Umschlag in den V eintritt, das Mittagsmaximum. Für die Bewegung der V und ρ im Nachmittage wäre dann der Rückgang der starken Bodenatmung nebst Abnahme des aufsteigenden Konvektionsstromes verantwortlich zu machen. Auch Conrad[8]) weist darauf hin, daß der tägliche Verlauf der E durch die Bodenatmung in erster Linie, in zweiter durch die Konvektion bedingt sei und findet, daß seine Säntisbeobachtungen sich hiedurch ganz erklären lassen; jedoch denkt er an Bodenatmung im Sinne der Elster- und Geitelschen, nicht aber der Ebertschen Theorie.

Auch v. Schweidler[9]) findet, daß der tägliche Gang der Zerstreuung sich dem Gange der Temperatur analog zeige, was auf einen Zusammenhang mit der Sonnenstrahlung hinweise. Ob dieser Zusammenhang ein unmittelbarer (Ionenbildung durch Strahlung) oder ein mittelbarer (durch Bodenatmung und Konvektion) sei, läßt v. Schweidler unentschieden. Auch Czermak[10]) sagt, daß sich ein großer Einfluß der Sonnenintensität, des Austritts von Bodenluft und der aufsteigenden Luftbewegung geltend mache.

Der weiter unten zu beschreibende jährliche Verlauf der elektrischen Elemente weist ebenfalls auf eine Abhängigkeit von der Temperatur und damit der Sonnenstrahlung hin, was wieder nur eine Erklärung des luftelektrischen jährlichen Ganges durch die Bodenatmung in zureichendem Maße gestattet. So hat auch Lüdeling[11]) in seinen Kurven des Potentialgefälles

[1]) P. Czermak, Denkschr. Wien. Ak. 1903. Seite 87.
[2]) A. Gockel, Met. Z. 1904—1906.
[3]) V. Conrad, Sitz.-Ber. Wien. Ak. 115, IIa, 1055, 1906.
[4]) H. Ebert, Met. Z. 21, 201, 1904 und Phys. Z. 5, 135, 1905; Phys. Z. 5, 499, 1904; 6, 825, 1905; 6, 828, 1905.
[5]) A. Gockel, Koll. Frib. IV, 52, 1902.
[6]) Hann, Lehrbuch der Meteorologie, Seite 41.
[7]) Hann, Lehrbuch der Meteorologie, Seite 39.
[8]) V. Conrad, Sitz.-Ber. Wien. Ak. 115, IIa, 1055, 1906.
[9]) v. Schweidler, Sitz.-Ber. Wien. Ak. 111, IIa, 1475, 1902.
[10]) P. Czermak, Denkschr. Wien. Ak. 74, 56, 1903.
[11]) G. Lüdeling, Met. Z. 23, 117, 1906.

für alle Sommermonate ganz übereinstimmenden Gang gefunden, während die Wintermonate keinen solchen erkennen lassen; dieser tritt erst im März wieder hervor.

Ein Einfluß der Bewölkung besteht darin, daß diese die Sonnenwirkung bei Bedeckung der Sonne hemmt, in ihrer Art wirksam zu sein.

Während das Vorhandensein — nicht Bildung — von Wolken an sich, wie schon mehrfach festgestellt wurde,[1]) gar nicht so großen Einfluß hat, ist der Einfluß sofort gegeben, wenn die Wolken die Sonne bedecken bezw. wieder freigeben.

Die Zusammenstellung der Tage mit offener und bedeckter Sonne im Gegensatz zu den Zusammenstellungen nach Bewölkung schlechthin (Tabelle 22, 23, S. 52, 53) zeigt deutlich den hier betonten Einfluß der Sonne auf die elektrischen Werte, welcher Einfluß sicher nur in Rücksicht auf die Bodenatmung richtig gewürdigt werden kann.

Daß die Temperatur der Luft nicht als solche, sondern gerade durch Ansteigen und Sinken, was ja zumeist durch Schwanken der Bodenwärme verursacht ist, auf die elektrischen Verhältnisse einwirkt, deutet wieder auf die Tätigkeit der Bodenatmung hin. Nicht die Temperatur der Luft an sich und die damit zusammenhängenden Feuchtigkeitsverhältnisse, sondern das bei verschiedener Erwärmung des Bodens (Übertemperatur) und der Luft, wie solche im Sommer, wenig aber im Winter statt hat, selbstverständliche Austreten der Bodenluft in Verbindung mit der dann reichlicher eintretenden aufwärts gerichteten Luftströmung[2]) ist es, was im wesentlichen die Anreicherung der Atmosphäre mit elektrischer Materie herbeiführt.

Schon Czermak[3]) betont die die Ionisierung stark mehrende Wirkung von Cumulusbildung als einen Beweis für die bei zyklonaler Wetterlage mit ihren konvektiven Strömungen tätige Bodenatmung. Und gerade dann, wenn vormittags besondere Schwüle eintrat, an Tagen mit Gewitterbildung, fand ich die Werte von ρ besonders hoch, wie auch v. Schweidler[4]) an Gewittertagen morgens große Zerstreuungswerte erhielt.

Alle die bei meinen Messungen hervorgetretenen Einflüsse der Sonnenstrahlung, der Bewölkung, des Temperaturganges auf die Gestaltung der luftelektrischen Verhältnisse führen im wesentlichen auf einen letzten Grund zurück, auf die Bodenwärme. Das Schwanken der Bodenwärme führt dann im Verein mit der Ausstrahlung zur Regelung der Bodenatmung einerseits, zur Betätigung vertikal aufwärts gerichteter Konvektionsströmungen andererseits. Und gerade diese beiden Faktoren bestimmen hauptsächlich den Gang der elektrischen Elemente.

Im Sommer sind die luftelektrischen Erscheinungen weit intensiver als im Winter, weil eben jene Faktoren in weit höherem Grade wirksam sind.

Bei heiterem Wetter findet sich ebenfalls gesteigerte luftelektrische Tätigkeit gegenüber trübem Wetter, wieder weil bei heiterem Wetter jene Faktoren zu größeren Amplituden des Ganges der Bodenwärme und zu größerem Unterschiede der Bodentemperatur gegen die der aufliegenden Luft Anlaß geben als bei trübem Wetter. Auf jede Änderung der Sonnenintensität und damit der Bodenwärme reagiert besonders das Potentialgefälle und die daraus abgeleitete Dichte ρ in so empfindlicher Weise, wie auf keines der übrigen meteorologischen Elemente.

Ein Hinweis darauf, daß man wirklich auf die Bodenwärme zurückzugreifen hat bei Erklärung des Verlaufes der luftelektrischen Erscheinungen, liegt meines Erachtens darin, daß das Minimum des jährlichen Verlaufes des Potentialgefälles, wie sich aus den in Wolfenbüttel, Kremsmünster und von mir erhaltenen Jahreskurven ergibt, im Monat Juni und Juli zu finden ist, während nur Lüdeling in Potsdam das Minimum im August gefunden hat. Das Maximum ist bei allen Kurven im Januar oder Februar zu finden.

---

[1]) B. Zölß, Sitz.-Ber. Wien. Ak. 112, IIa, 1456, 1903; A. Gockel, Met. Z. 23, 58, 1906.

[2]) Siehe auch P. Czermak, Denkschr. Wien. Ak. 74, 78, 1903.

[3]) Czermak, Denkschr. Wien. Ak. 74, 78, 1903.

[4]) E. v. Schweidler, Sitz.-Ber. Wien. Ak. 114, IIa, 1713, 1905.

Dagegen ist die größte Temperaturdifferenz zwischen der Erdoberfläche und der darüber lagernden Luftschicht nach Hann[1]) für die dort angegebenen Orte im Mai, Juni oder Juli angegeben. Die größte monatliche Wärmesumme empfängt der Boden in unserer Breite im Monat Juni, wie aus der Berechnung von Angot[2]) sich ergibt, während das Temperaturmaximum in unserer Breite sich erst für Juli—August ergibt, so daß das Temperaturmaximum hinter dem Minimum des Potentialgefälles nachhinkt, während die Bodenwärme damit gleichen Verlauf hat. Dagegen fand freilich Simpson[3]) in Karasjok, daß die Ionisation einen Monat hinter der Temperatur und zwei Monate hinter dem Maximum der Sonnenstrahlung nachhinke. Aber schon wegen des an sich geringeren Ganges der Ionisation, die sich zudem nur auf die Ionen normaler Geschwindigkeit bezieht, kann auf alle aus Ionenzählungen und Zerstreuungsmessungen für diese Frage abgeleiteten Folgerungen nur weniger Gewicht gelegt werden als auf die scharfen Beziehungen zu den Potentialgrößen.

Ebenso schließt Gockel,[4]) daß die Verschiebung des täglichen Maximums der Ionisation gegenüber dem Maximum der Lufttemperatur darauf hinweise, daß die Erwärmung des Bodens die Ionisation fördere.

Wenn Gockel[5]) betont, daß ein Einfluß der Sonnenstrahlung, wenn er von Bedeutung sei, bei seinen Messungen im Adelboden sich hätte aussprechen müssen, wo er im Dezember und Januar bei sehr schönem Sonnenschein messen konnte, aber doch keine größeren Werte erhielt als in Freiburg, wo während dieser Zeit nur wenige schöne Tage waren, so zielt das gegen eine bemerkenswerte Wirksamkeit der ultravioletten Strahlung in der Nähe des Bodens, nicht aber gegen die Bodenatmung, welche ja in jener Zeit am Beobachtungsplatze wohl ziemlich ausgeschaltet gewesen sein mag. Die Wirksamkeit der ultravioletten Sonnenstrahlung ist freilich durch Lenard und durch Elster & Geitel nachgewiesen worden; mag sie aber auch für die obersten Luftschichten von Bedeutung sein, für Schichten, die dem Boden nahe liegen, sind ihre Wirkungen jedenfalls durch die aus der Bodenwärme resultierenden Wirkungen überdeckt. Wäre sie schon nicht imstande, die Bilanz der molisierten Ionen auch nur annähernd zu bestreiten, speziell deren oft rasche Zunahme bei starker Sonne zu erklären, so versagt sie ganz angesichts der auch bei Sonnenbedeckung oft noch eintretenden Zunahme der Ionenmenge. Die bei Bedeckung der Sonne durch Wolken und Heraustreten der Sonne aus den Wolken von mir beschriebenen Erscheinungen lassen nur eine Erklärung durch die aus der Bodenwärme resultierenden Faktoren, also in erster Linie die Bodenatmung und Konvektion zu.

Bemerkenswert ist, daß die hohen ρ zum Teil auch dann noch auftreten, wenn die vorher stark wirksame Sonne sich schon einige Zeit in Bedeckung befindet. Das läßt sich aber leicht erklären, wenn man bedenkt, daß die Sonne die Bodenschicht erwärmt hat und deshalb besonders auch dann noch, wenn die Luftschicht darüber kühler wird, Emanation und molisierte Ionen zum Austritt bringt. Sollte man aber eine direkte Einwirkung der Sonnenstrahlung auf die schon in der Luft befindliche Emanation allein hier annehmen wollen, so wäre das Phänomen dadurch nicht zu erklären.

Als weiterer Faktor der Ionisierung tritt die Luftdruckwirkung hinzu. Bei sinkendem Luftdruck ist im Sommertypus (Tabelle 64, 67, 68, S. 77, 78) ein Ansteigen der ρ und E nicht zu verkennen. Es tritt im einzelnen und im Mittel deutlich genug hervor. Das Steigen des Luftdruckes läßt solche vergrößernde Wirkung nicht erkennen. Gockel[6]) hat das für E zwar beobachtet, will ihm aber selbst kein Gewicht beilegen. Daß übrigens die Ionenmenge E bei sinkender Luftbewegung, also steigendem Barometer zunehmen kann, läßt sich mit der Theorie der Bodenatmung gut vereinbaren, wenn man bedenkt, daß die Höhe wenig molisierte Ionen,

[1]) Hann, Lehrb. d. Met. Seite 57.
[2]) Hann, Lehrb. d. Met. Seite 33.
[3]) Simpson, Phil. Trans. A. 205, 81, 1905.
[4]) A. Gockel, Met. Z. 23, 55, 1906.
[5]) A. Gockel, Phys. Z. 5, 257, 1904.
[6]) A. Gockel, Met. Z. 23, 58, 1906; Met. Z. 22, 99, 1905; Phys. Z. 5, 591, 1904.

dafür desto mehr normale Ionen aus den tiefen Schichten aufnehmen muß, die dann mit herabgedrückt werden. Daß trotz des Herabdrückens der Luftelektrizität bei antizyklonaler Wetterlage die Gesamtmenge des positiven Überschusses, die Raumdichte ρ noch weit hinter der bei fallender Barometerkurve zurückbleibt, spricht besonders für die dann (bei Depression) rege Tätigkeit der Unipolarität schaffenden Bodenatmung. Der konstante Luftdruck gibt Werte für ρ und E, welche die Mitte zwischen denen bei steigendem und fallendem Luftdruck halten. Wenn das Barometer zuckt, so ist das einem Fallen gleich zu achten, es treten dann zum Teil noch stärkere Wirkungen auf. Daß diese Luftdruckwirkung im Winter so ziemlich ausbleibt, spricht wieder nur dafür, daß eben der Übertritt von Bodenluft in die Atmosphäre an der Schwankung der elektrischen Werte in der Nähe des Bodens schuld ist.[1])

Selbstverständlich ist neben diesen Wirkungen der Bodenwärme und des Luftdruckes für die Bodenatmung auch noch der mehr turbulente Charakter der Luftdruckbewegung bei großen Wirbeln (Böen) und nicht zum mindesten auch die stets wegen der starken Anreicherung der Bodenluft mit Emanation und besonders positiven Ionen stattfindende Kleinarbeit der Diffusion[2]) als wirksame Faktoren der Bodenatmung gegeben, so daß die für die Bodenatmung günstigen Bedingungen weit häufiger und zahlreicher sind als man bisher annehmen zu dürfen glaubte.

Dabei ist aber nicht etwa nur an ein Austreten von Emanation[3]) zu denken, sondern nebenbei auch an ein Austreten freier Ionen und eines sicher nicht geringfügigen Überschusses positiver Ionen (siehe das folgende Kapitel) wie das durch die Arbeiten von Ebert[4]) in die Theorie eingeführt worden ist.

3. Unipolarität. Normale und molisierte Ionen.

Eines der wichtigsten Agentien, dem wir die Bildung der atmosphärischen Ionen zuzuschreiben haben, ist also sicher die aus dem Boden aufsteigende Emanation, welche in den Zirkulationsprozeß hineingezogen wird und sich in diesem durch Diffusion allseitig verbreitet.

Sie erzeugt an jeder Stelle ebensoviele positive wie negative Ionen. Zunächst haben diese wohl die normale Geschwindigkeit von der Größenordnung $1\frac{\text{cm}}{\text{sec.}}$ pro $1\frac{\text{V}}{\text{cm}}$ Feldkraft.

Nun sind aber auch in relativ sehr klarer Luft immer Staubteilchen vorhanden, deren Zahl mittels des Aitkenschen Staubzählers gewöhnlich zu vielen Tausenden, jedenfalls in der Regel so groß gefunden wird, daß sie die Zahl der vorhandenen Ionen um das zehn-, ja hundertfache übertrifft (bei sehr reiner Luft fand Lüdeling[5]) 500—27 000 im Kubikzentimeter, im allgemeinen 2000—9000 im Kubikzentimeter). Durch Adsorption muß daher unter den atmosphärischen Ionen alsbald eine Auswahl getroffen werden, dergestalt, daß ein Überschuß der leichter adsorbierbaren, weil leichter beweglichen[6]) negativen Ionen an Staubkernen festgelegt wird und ein Überschuß an positiven Ionen normaler Beweglichkeit in der freien Atmosphäre entsteht.

Ein solcher positiver Überschuß ist auch allerorten stets durch die Zerstreuungsmessungen, sowie mit den Ebertschen und Gerdienschen Ionenzählern festgestellt worden. Durch die Arbeit von Kurz[7]) ist der Nachweis erbracht worden, daß das Verhältnis der Ionenmengen

---

[1]) G. Lüdeling, Met. Z. 23, 121, 1906.

[2]) H. Mache, Sitz.-Ber. Wien. Ak. 114, IIa, 1383, 1905.

[3]) Elster und Geitel, Phys. Z. 5, 11, 1904; Conrad, Sitz.-Ber. Wien. Ak. 115, IIa, 1073, 1906.

[4]) H. Ebert, Met. Z. 21, 201, 1904 und Phys. Z. 5, 135, 1905; Phys. Z. 5, 499, 1904; 6, 825, 1905; 6, 828, 1905.

[5]) G. Lüdeling, Veröffentl. d. K. Pr. Met. Inst. Ergebn. d. Met. Beob. in Potsdam. Berlin 1905, Seite X, auch 1904 Seite V und 23.

[6]) H. Ebert, Über die Adsorption der Gasionen und ihre Bedeutung für die Luftelektrizität. Jahrbuch der Radioaktivität und Elektronik. 3. Band Seite 61.

[7]) K. Kurz, Die Beeinflussung der Ergebnisse luftelektrischer Messungen durch die festen radioaktiven Stoffe der Atmosphäre. Dissertation, Gießen 1907.

beider Zeichen $p = \frac{E_+}{E_-}$ für Ionen normaler Beweglichkeit, wie sie aus gealterter Luft durch die Ionenzähler abgefangen werden, mit dem Verhältnis ihrer mittleren normalen Geschwindigkeiten $r = \frac{\bar{u}}{\bar{u}}$ die Beziehung $p = r$ mit ziemlicher Wahrscheinlichkeit eingeht.

Ist nun auch, wie schon von Kurz bemerkt wurde, für einzelne Messungen ein derartiger Zusammenhang nicht zu ersehen, so tritt er doch in den Mitteln aus einer größeren Reihe meiner Beobachtungen genügend deutlich hervor.

So gaben meine Messungen in den Wintermonaten einen verhältnismäßig kleinen Wert für $p' = \frac{\Sigma E_+}{\Sigma E_-}$, nämlich $p' = 1{,}19$ (Tabelle 83, S. 89), während im kalten Februar schon der an sich höhere Wert $p = \frac{1}{n} \Sigma \frac{E_+}{E_-}$ diesen Betrag $p = 1{,}19$ erreicht (Tabelle 9, S. 39). Wie weiters aus Tabelle 6 und 9 (S. 17 u. 39) erhellt, sind die Mittelwerte p' für die einzelnen Wintermonate durchwegs sehr klein, ja sogar zum Teil unter dem Quotienten r der Geschwindigkeiten gelegen, der sich zu $r = 1{,}12$ bis $r = 1{,}18$ zirka im Mittel berechnet (siehe auch Tabelle 84, S. 90).

Eine Zusammenfassung aller meiner Beobachtungen der Ionenmengen E und der Ionengeschwindigkeiten u ergibt $p' = 1{,}18$ und $r = 1{,}13$ (siehe Seite 89 und 90).

Wenn so meine Ergebnisse für die Wintermonate sich ziemlich gut mit den Ergebnissen von Kurz vereinigen lassen, wonach in gealterter Luft sich durch größere Beweglichkeit der negativen Ionen und deren dadurch veranlaßte größere Adsorption an Staubkerne eine Unipolarität ausbilden muß, derart, daß $p = r$ wird, so steht andererseits fast mein gesamtes Beobachtungsmaterial des Sommers dieser Gleichung entgegen.

Wie schon die Tabelle 6 und 9 zeigt, sind für die Sommermonate die Werte der p durchgängig höher als für die Werte der Geschwindigkeitsquotienten r angenommen werden kann. Noch besser ist das zu ersehen aus Tabelle 84, wo Ionenzählungen mit ganz gleichzeitig erfolgten Geschwindigkeitsmessungen zusammengestellt sind.

Im Sommer zeigen also die Ionenzähler eine zum Teil weit größere Unipolarität an als dem Quotienten r entspräche. Die im Sommer zum Teil große Feuchtigkeit kann höchstens in sehr beschränktem Maße dafür verantwortlich gemacht werden durch die Annahme, daß die negativen Ionen mehr durch die Feuchtigkeit molisiert werden als die positiven,[1]) wodurch sich größere p ergäben. Die Richtigkeit dieser Ansicht lehrt ja ein Blick auf die Feuchtigkeitstabelle 48. Jedoch große Feuchtigkeiten treten eben auch im Winter auf, und auch das Mehr der Molisierungsfähigkeit für die negativen Ionen hat seine Grenze.[2]) Das ganze Phänomen läßt sich also sicher nicht durch die Feuchtigkeit allein erklären.

Das kann vielmehr nur dadurch geschehen, daß nicht bloß Emanation, die ja gleichviel positive und negative Ionen bildet, aus dem Boden austritt und durch selektive Adsorption vermöge der verschiedenen Ionengeschwindigkeiten zu dem r entsprechenden Überschusse p Anlaß gibt, sondern daß unmittelbar ein positiver Ionenüberschuß in die Atmosphäre gelangt, und das kann in erster Linie nur durch die Bodenatmung geschehen, worauf der Umstand hinweist, daß bei feuchtem Boden ein solcher größerer positiver Überschuß nicht oder nur in geringem Maße vorhanden ist.

Für diese Auffassung sprechen auch die oft genug gemachten Beobachtungen, daß bei starker Sonnenwirkung die $Q = E_+ - E_-$ stark anwachsen.

Bemerkt mag auch werden, daß im Winter gerade den niederen Temperaturen auch kleine Werte der p zugeordnet sind. Höhere p kommen im Winter nur bei höheren Temperaturen, wo also doch noch vielleicht einige Bodenatmung vorhanden ist, vor, wie das aus Tabelle 42 und 43 (S. 62 und 63) an den Werten p' gesehen werden kann.

[1]) A. Gockel, Met. Z. 21, 99, 1904.

[2]) A. Gockel, Met. Z. 23, 65, 1906.

Wenn so wenigstens im Sommer ein zum Teil weit höherer Ladungsüberschuß an positiven Ionen durch die Ionenzähler nachgewiesen werden kann, als er durch die natürliche Verschiedenheit der Wanderungsgeschwindigkeit der Ionen in gealterter Luft entstehen muß, so kann außer diesem Ladungsüberschusse an beweglichen, positiven Ionen noch sehr wohl ein weiterer Überschuß an positiver Ladung in der Atmosphäre bestehen, welcher von den Ionenaspiratoren überhaupt nicht angezeigt wird, oder doch nur zum Teil durch diese zum Ausdruck gelangt. Diese Ladungen brauchen nur von vorneherein an trägere Massen gebunden zu sein. Möglicherweise ist der Überschuß an positiven Ionen, welcher durch die Bodenatmung in das Luftmeer übergeführt wird, von vorneherein zum größten Teile molisiert, das heißt an Wasserdampftröpfchen, Staubteilchen u. dergl. gebunden. Wenigstens sprechen dafür eine Reihe von Beobachtungen.

Wie empfindlich die Aspirationsmethode auf eine solche Molisierung reagiert, geht aus den vergleichenden, von mir angestellten Messungen hervor, bei denen ein Aspirationsapparat mit kurzem Fangrohr mit zwei solchen mit normalem Fangrohr verglichen wurde (siehe Seite 16).

Den großen Werten für E_+ und E_-, die zuzeiten in den Apparaten A und L erhalten wurden, stehen besonders für negative Ionen im Apparat K verhältnismäßig sehr kleine, gleichzeitig mit jenen erhaltene Werte gegenüber (siehe Tabelle 5, S. 16).

Auch die bei Weglassung dieser Werte sich noch ergebende große Verhältniszahl $\frac{E_L}{E_K} = \frac{1{,}75}{1}$ für die negativen Ionen, bezw. $\frac{1{,}17}{1}$ für die positiven Ionen spricht für das Vorhandensein einer großen Zahl von molisierten Ionen beider Zeichen. Die Zahl der molisierten Ionen, wie sie noch in den Apparaten A und L aufgefangen wird, ist somit im Mittel 20% für die positiven Ionen mehr als die Zahl der im Apparat K aufgefangenen Ionen, für die negativen Ionen gar 75% mehr.

Meine Potentialmessungen ergeben aber noch weit größere Zahlen für die positiven Ionenüberschüsse, etwa sechsmal so viel im Mittel, als sich für das Q aus den Ionenzahlen berechnet.

So große Zahlen sind übrigens auch schon von anderen Beobachtern gefunden worden. So gibt Gockel[1]) an, daß sich bei seinen Messungen, freilich bei Bildung von Dunstschichten am Boden, aber auch in der Sahara, 10—20 Volt und noch weit mehr für $\frac{d^2V}{dh^2}$ ergeben hätten. Das ist aber in absoluten Einheiten ein ρ von 0,270 bis 0,540 und noch weit mehr, was sich mit meinen Beobachtungen gut deckt.

Meine Messungen gaben auch im einzelnen für ρ Werte von 1—2 Einheiten, während die gleichzeitigen Ionenzählungen nur weit kleinere Werte anzeigten. Nicht hingegen ist mir erinnerlich, daß die Ionenzähler je einen Wert ergeben hätten, der an Größe den gleichzeitig gemessenen positiven Wert ρ übertroffen hätte. Das spricht wieder dafür, daß eben doch eine größere Menge von positiven Ionen durch starke Molisierung so geringe Geschwindigkeit besitzt, daß sie im Ionenzähler nicht mehr abgefangen werden können.

Nur durch eine von Anfang an bestehende Molisierung, und speziell auch einen von Anfang an vorhandenen Überschuß positiver Jonen allein wird es erklärlich, daß die Messungen des Gefälles des Potentialgradienten oft so große Überschüsse an freier positiver Ladung anzeigen, welche die Ionenaspiratoren gleichzeitig nicht oder nur in stark abgeschwächtem Grade registrieren. Nur durch die Annahme solcher von vornherein molisiert in die Atmosphäre hereingebrachter Ionen neben denen normaler Geschwindigkeit ist es weiters verständlich, daß die Ionenzahlen n, welche sich für den Gleichgewichtszustand aus der Menge vorhandener wirksamer Emanation entsprechend der Regenerationsgleichung $q = \alpha n^2$ (siehe Mache[2]) berechnen lassen, in der Größenordnung mit denjenigen gut übereinstimmen, welche die Aspirationsapparate tatsächlich ergeben haben, trotzdem die Potentialmessungen sehr viel größere Raumladung anzeigen.

---

[1]) A. Gockel, Met. Z. 23, 55, 1906.

[2]) H. Mache, Sitz.-Ber. Wien. Ak. 114, IIa, 1377, 1905.

4. Wirkliche Ladung der Atmosphäre.

Ist nun so das starke Überwiegen der durch die Potentialgefällemessungen ermittelten räumlichen Dichte ρ über die durch Ionenzählungen ermittelte Menge des Überschusses Q in genügender Weise festgestellt und erklärt, so ist natürlich auch die Zahl der positiven und negativen Ionen als weit größer anzunehmen, als sie durch die Messungen der im Aspirator aufgefangenen positiven und negativen Ionen sich ergeben hat.

An der Molisierung sind die negativen Ionen, trotz des sicher anzunehmenden Überschusses positiver molisierter Ionen, in doch annähernd gleichem Grade wie die positiven Ionen beteiligt, wie ja schon aus meinem Vergleiche von Ionenzählern (Seite 16 ff.) gefolgert werden kann. Es sind demnach die in den Ionenzählern erhaltenen Werte E_+ und E_- nicht als Maß der gesamten Luftelektrizität anzusehen, vielmehr sind für E_+ und E_- die noch unbekannten größeren Werte $\mathfrak{E}_+$ und $\mathfrak{E}_-$ zu setzen.

Man hat dann $\mathfrak{E}_+ - \mathfrak{E}_- = \rho$ $\qquad E_+ - E_- = Q,$
alles in absol. el. Einheiten pro Kubikmeter.

Setzt man $\mathfrak{E}_+ = k E_+$ $\qquad \mathfrak{E}_- = k' E_-$ (a)
so muß $k' > k$ sein, weil die negativen Ionen in höherem Grade adsorbiert werden.

Man kann dann auch setzen $k' = nk,$ $\qquad$ wo $n > 1$ ist.

Die Gleichungen (a) geben dann: $k = \dfrac{\rho}{E_+ - nE_-}$

Da meine Messungen ergaben:

$$\rho = 0{,}600 \qquad E_+ = 0{,}500 \qquad E_- = 0{,}400$$

hat man: $$k = \frac{6}{5 - 4n}$$

also sicher $k > 6$.

Die gesamten Ionenmengen sind also mindestens

$$\mathfrak{E}_+ = 3{,}0 \text{ und } \mathfrak{E}_- = 2{,}4 \ \frac{\varepsilon}{m^3} \text{ im Mittel.}$$

Nimmt man weiters an, k und k' seien den mittleren normalen Ionengeschwindigkeiten

$$\bar{u} = 1{,}057 \qquad \overset{+}{u} = 0{,}938$$

proportional, also $\dfrac{k'}{k} = \dfrac{\bar{u}}{\overset{+}{u}}$ oder $n = r$, so wird $k = \dfrac{6}{5 - 4r}$

Wird hier für r der aus meinen Messungen sich ergebende Wert $r = 1{,}13$ eingesetzt, so hat man $$k = \frac{6}{0{,}48} = 12 \qquad k' = 13{,}5$$

Es wäre somit in normalen Zeiten die gesamte Elektrizitätsmenge

$$\mathfrak{E}_+ = 12 E_+ = 6 \ \frac{\varepsilon}{m^3} \qquad \mathfrak{E}_- = 13{,}5 E_- = 5{,}4 \ \frac{\varepsilon}{m^3}$$

Bei Berücksichtigung der auch von anderen Beobachtern erhaltenen Werte für r dürfte sich etwa der Mittelwert $r = 1{,}20$ ergeben.

Hiefür hätte man dann $$k = \frac{6}{5 - 4 \cdot 1{,}20} = 30$$
$$k' = 36$$

und damit $$\mathfrak{E}_+ = 15 \ \frac{\varepsilon}{m^3} \qquad \mathfrak{E}_- = 14{,}4 \ \frac{\varepsilon}{m^3}$$

Diese Werte von k und k' reichen ziemlich an die von Langevin[1]) ermittelte Menge der molisierten Ionen heran.

Diese Zahlen haben übrigens zunächst nur unter der Annahme Geltung, daß die Molisierung der Ionen ausschließlich in den unteren Luftschichten selbst stattfindet. Nachdem aber oben schon gezeigt wurde, daß auch molisierte Ionen durch Konvektion von obenher (besonders im Winter) und im Sommer hauptsächlich durch die Bodenatmung in die untersten Luftschichten hereingebracht werden, erleiden obige Angaben Modifikationen.

Es ist ja nach meinen Messungsergebnissen naheliegend, anzunehmen, daß jener Betrag der Emanation, der bereits in den Bodenkapillaren zerfallen ist, zum guten Teil in Gestalt von molisierten Ionen $\mathcal{E}'_+$, $\mathcal{E}'_-$ und zwar mit positivem Überschusse $\mathcal{E}'_+ - \mathcal{E}'_- = \rho'$ zutage tritt.

Jedoch ist sicher auch anzunehmen, daß dann:

$$\frac{\mathcal{E}'_+}{\mathcal{E}'_-} \lessgtr \frac{E_+}{E_-} \text{ ist, oder } \frac{\mathcal{E}'_+}{\mathcal{E}'_-} = \frac{p}{m} \text{ wo } \frac{E_+}{E_-} = p \text{ und } m \gtreqless 1 \text{ ist.}$$

Der erst in der freien Luft zerfallende Betrag der Emanation gibt aber die molisierten Ionenmengen $\mathcal{E}''_+$, $\mathcal{E}''_-$ und den positiven Überschuß $\mathcal{E}''_+ - \mathcal{E}''_- = \rho''$.

Für ihn gilt die Beziehung $\frac{\mathcal{E}''_+}{\mathcal{E}''_-} = \frac{E_+}{r E_-} = \frac{p}{r}$

Beide Teile trügen also entsprechend Gleiches zu ρ bei, wenn $m = r$ wäre.

Für $m > r$ wäre der von $\mathcal{E}'$ herrührende Anteil des positiven Überschusses verhältnismäßig kleiner, also die Gesamtmenge $\mathcal{E}$ größer als oben angegeben; für $m < r$ träte der umgekehrte Fall ein.

Auf jeden Fall ist aber anzunehmen, daß durch die Bodenatmung der Wert ρ sich nur dann steigert, wenn auch die $\mathcal{E}'_+$ und $\mathcal{E}'_-$ sich steigern.

Die hohen Werte von ρ, wie sie sich zu Zeiten, besonders vor Gewittern, ergeben (das Doppelte bis Vierfache der obigen Werte), bedingen demnach auch Vielfache der Werte $\mathcal{E}_+$ und $\mathcal{E}_-$, woferne man nicht annehmen will, daß in der freien Atmosphäre unter gewissen Umständen entweder die $\mathcal{E}_+$ allein stark zunehmen, oder die $\mathcal{E}_-$ allein stark abnehmen.

Mindestens liegt sonach bei obiger Annahme in der 1 m dicken, dem Boden unmittelbar anliegenden Luftschicht eines Quadratkilometers die Elektrizitätsmenge

$$\mathcal{E}_+ = 2{,}0 \cdot 10^{-3} \text{ Coulomb}, \qquad \mathcal{E}_- = 1{,}8 \cdot 10^{-3} \text{ Coulomb},$$

welche Werte sich bei besonderer Wetterlage, wie vor Gewittern, überhaupt bei intensiver Sonnentätigkeit noch bedeutend steigern.

Solch bedeutende, aus der Raumdichte ρ zu folgernde Mengen sind jedoch nur in den untersten Luftschichten als gegeben zu erachten, wie die starke Abnahme des Potentialgefälles mit der Höhe allein schon zeigt. Es scheint mir sicher zu sein, daß die molisierten Ionen mit der Höhe in starkem Maße abnehmen, während die Ionen normaler Beweglichkeit sich bis in die hohen Luftschichten hinauf zahlreich vorfinden, wo ja schon Gerdien,[2]) gegenüber $E = 0{,}2$—$0{,}3$ Einheiten pro Kubikmeter in den unteren Schichten, einen Ionengehalt E von etwa einer elektrostatischen Einheit pro Kubikmeter für die Schichten oberhalb der Grenze der Lufttrübung angibt. Zudem ist in der Höhe ja auch eine weit größere Ionengeschwindigkeit vorhanden als am Boden. Wenn freilich Gerdien für die Geschwindigkeit umgekehrte Proportionalität mit dem Gasdrucke annimmt (l. c. Seite 708), so steht das wohl noch auf zu geringer experimenteller Unterlage.

Wäre anzunehmen, daß sich die Molisierung auch noch in die höheren Luftschichten hinauf erstreckt, so hätte man jedenfalls in die oben gegebene Formel für k ein größeres r als dort gegeben, einzuführen. Freilich würden sich auch die E ändern. Immerhin stände man vor der Folgerung, daß in der Atmosphäre eine ganz immense positive und negative Elektrizitätsmenge vorhanden sei. Für $\frac{E_+}{E_-} = r$ ergibt die Formel $k = \frac{\rho}{E_+ - r E_-}$ unendlich große k und k', soferne nicht ρ verschwindet.

[1]) Langevin, Compt. Rend. 140, 305, 1905.

[2]) H. Gerdien, Winkelmanns Handbuch der Elektrizität. Seite 708.

Die behufs Schätzung der zur Erhaltung des stationären Zustandes beitragenden Faktoren von Mache[1]) angegebene Berechnung der Elektrizitätsmenge in der Atmosphäre scheint nach Vorstehendem, wenn sie auch zu niedrig ist, doch noch in der Größenordnung für normale Verhältnisse zu Recht zu bestehen.

Nicht hingegen entspricht die von Gerdien[2]) zu gleichem Zwecke angegebene Schätzung den Tatsachen.

Der in Figur 14 (Taf. II) des jährlichen Verlaufes und besonders in Figur 18 (Taf. III) des täglichen Ganges der beiden Dichtewerte ρ und Q, freilich bei sehr geringer Amplitude der Q, zutage tretende gleiche Gang der beiden Größen ist allein schon ein deutlicher Beweis dafür, daß die von Ionenzählern gegebenen Werte Q Realität besitzen und jedenfalls nicht, wie Gerdien[2]) sagt, bloß vorgetäuscht seien.

Ist hiedurch schon der an sich weit von Gerdiens Schätzung abweichende, allerseits beobachtete Wert Q auf feste Basis gestellt, so geben meine Potentialmessungen einen noch wesentlich größeren Dichtewert ρ.

Die Folge davon ist auch, daß der vertikal aufwärts führende Konvektionsstrom, den Gerdien auf Grund seiner Schätzung der Raumdichte als unzureichend zur Aufrechthaltung des Leitungsstromes findet, sich unter den gegebenen Konvektionsverhältnissen, wie weiter unten (S. 95) eingesehen werden mag, unbeschadet der anderen etwa noch wirkenden Faktoren, allein schon als hiezu ausreichend ergibt.

5. Negative Raumdichte.

Das Auftreten einzelner negativer ρ und Q, wie es sich im Sommer hie und da bei kleinen Werten von ρ zeigt, mag sich ganz gut als durch Meßfehler oder auch durch schwankende meteorologische Verhältnisse hervorgerufen betrachten lassen. Anders aber ist das bei der ununterbrochenen Reihe von negativen Werten, wie sie sich im Winter als die Regel ergeben haben. Diese negativen Werte können um so weniger vorgetäuscht sein, als zu ganz gleicher Zeit (wenn man nur die ganz gleichzeitig erfolgten Messungen berücksichtigt), die Ionenzählungen negative Q und die Potentialgefällemessungen negative ρ ergeben haben, wenn auch beide in sehr verschiedener Quantität; die Q sind nämlich schwach, die ρ stark negativ. Eine Zusammenstellung der betreffenden gleichzeitigen Messungen ergab völlig qualitative Übereinstimmung bei den verschiedenen Wetterlagen; nur dann, wenn Südwind (Bergwind) vorhanden war, zeigte sich trotz der negativen ρ regelmäßig ein positiver Überschuß Q von zuweilen ziemlich bedeutender Größe.

Daß negative Raumladungen ρ sich anzeigen, erfordert nicht unbedingt auch einen negativen Überschuß der gleichzeitig gemessenen Q.

Es kann recht gut sein, daß zwar an Ionen normaler Geschwindigkeit sich ein positiver Überschuß Q ergibt, während die molisierten, im Ionenzähler mit geringen Ausnahmen durchschlüpfenden Ionen negativen Überschuß aufweisen, und auch umgekehrt. Eine große Anzahl von Ionen normaler Beweglichkeit oder wenigstens großer mittlerer Geschwindigkeit bringt im Ionenzähler noch positive Werte hervor, während das Potentialgefälle wegen der dort mitgemessenen molisierten Ionen negative Dichten geben kann. Bei Vorausschickung dieser Bemerkung erscheint es doppelt interessant, daß ρ und Q gleichzeitig so oft gleiches Zeichen aufweisen.

Um negative Raumladung für einen Punkt durch Gefällemessung zu erhalten, ist übrigens ein negativer Ionenüberschuß an diesem Punkte nicht unbedingt notwendig, noch weniger aber etwa ein negativer Potentialwert.

[1]) H. Mache, Über die Genesis der Ionen in der Atmosphäre. Sitz.-Ber. Wien. Ak. 114, IIa, 1380, 1905.

[2]) H. Gerdien, Phys. Z. 6, 647, 1005 und Winkelmanns Handbuch (2. Aufl.) IV, 1, 687 folg., spez. Seite 702.

Die Raumladung ρ ist gegeben durch die Formel:

$$\rho = \frac{1}{6\pi}(V_1 - \tfrac{1}{2}V_2) = \frac{1}{12\pi}(V_1 - (V_2 - V_1)).$$

Wenn hier $V_1 < \frac{1}{2}V_2$ so ist ρ, wie so oft beobachtet, negativ. Es genügt also, daß die Spannungsdifferenz im oberen Meter größer ist als im unteren Meter. Nun ist es aber, besonders bei der Lage des Beobachtungsplatzes, im Winter natürlich, daß von dem ostwärts gelegenen Hochplateau der Wind über die Schneedecke daherstreicht (das ganze Innviertel liegt ja etwa 80 m höher als die Umgegend des Meßplatzes und zudem ist das Beobachtungsfeld gegen Osten hin eine freie, im Osten und Norden von einer Hügelkette begrenzte Wiese). Die von dem Winde mitgeführten Eispartikelchen reiben sich so am Boden und werden dadurch positiv elektrisch.[1]) Diese positiv geladenen Eisschichten wälzen sich einige Meter über dem Boden hin und veranlassen, daß $\frac{1}{2}V_2$ größer wird als V_1. Bei antizyklonaler Wetterlage stauen sich wohl ebenfalls im Winter starke Schichten molisierter positiver Ionen einige Meter hoch über dem Boden[2]) und können dann ebenfalls negative ρ hervorbringen. In den tiefer gelegenen Schichten bringt gleichzeitig der Leitungsstrom einen Unterschuß an positiven Ionen normaler Beweglichkeit hervor, weshalb dann auch die Ionenzähler hier negative Überschüsse, wenn auch von ganz geringem Betrage, anzeigen.

Anders ist das bei Bergwind, wo die Leitfähigkeit in einem Maße geändert ist, daß besondere Verhältnisse eintreten. Die bei Bergwind vorhandene große Zahl von Ionen normaler Beweglichkeit oder wenigstens großer mittlerer Geschwindigkeit bringt im Ionenzähler noch positive Werte hervor, während das Potentialgefälle wegen der dort mitgemessenen molisierten Ionen noch negative Dichte ergibt.

Bemerkt muß noch werden, daß auch dann, wenn stark negative ρ auftraten, doch die V meist positiv blieben, wie überhaupt negative V nur ausnahmsweise im Sommer und Winter konstatiert wurden.

6. Potentialgefälle und -Dichte nach Monatsmitteln.

Um die Verteilung der Beobachtungen über die ganze Dauer der Messungen genauer zu skizzieren, sei zunächst eine Zusammenstellung der V_2 und V_1 sowie der ρ nach Monatsmitteln gegeben, die zugleich interessante Aufschlüsse im Zusammenhalt mit den für die jeweiligen Meßzeiten berechneten und in der Tabelle angegebenen Temperaturmitteln (trockenes, beschattetes Thermometer) gibt (Tabelle 8).

Dabei seien, wie im folgenden überhaupt, die Werte V_1 und V_2 in Volt, sowie die Dichten ρ in elektrostatischen Einheiten pro Kubikmeter gegeben. Weiters bedeute ρ_- das aus den negativen ρ allein, ρ_+ hingegen das aus den positiven ρ genommene Mittel; ρ selbst ist das Gesamtmittel aus allen Werten. Die dahinter stehenden Zahlen n geben die Anzahl der zum jeweiligen Mittel verwendeten Einzelmessungen.

Leider sind in der Reihe der Beobachtungen zwei größere Lücken, die durch Unterbrechung der Messungen infolge äußerer Umstände veranlaßt sind. Die Dezemberwerte verdienen, weil zu spärlich, wenig Gewicht.

Der jährliche Verlauf der V_1 und V_2 zeigt, wie besonders aus den Kurven, Figur 11 (Taf. II), hervorgeht, einen deutlich ausgesprochenen Zusammenhang mit dem Verlaufe der Temperatur, wie diese aus den Ablesungen zur Zeit der Beobachtungen sich im Mittel ergeben hat, nämlich eine bis ins einzelne gehende Gegensätzlichkeit.

---

[1]) H. Ebert und B. Hoffmann, Elektrisierung durch Eisreibung. Met. Z. 17, 317, 1900; Benndorf, Sitz.-Ber. Wien. Ak. 108, IIa, 350, 1899; Ebert, Versuche mit flüssiger Luft. Sitz.-Ber. Münchn. Ak. 30, Heft I, 1900.

[2]) Siehe auch Hann, Lehrbuch der Meteorologie. Seite 107 und Simpson, Atmospheric Electricity in High Latitudes. Phil. Trans. A 205, 63, 1905.

Tabelle 8.

	V_2	n	V_1	n	$\varrho-$	n	$\varrho+$	n	ϱ	n	T	F %
Dezember 1905 . .	308	65	123	46	1,452	26	1,677	20	— 0,100	46	— 5,0	40—100
Januar 1906 . .	375	175	174	169	1,026	128	0,486	39	— 0,675	167	+ 5,2°	61
Februar „ . .	468	249	225	245	0,945	335	0,702	124	— 0,486	459	+ 2,8°	67
März „ . .	328	147	160	146	0,864	143	0,486	130	— 0,216	273	11,5°	41
April „ . .	231	61	121	60	0,486	29	0,513	84	+ 0,216	113	16,1	23
Mai „ . .	248	167	139	166	0,189	28	0,864	201	+ 0,729	229	18,2	61
Juni „ . .	249	43	140	43	0,189	1	0,859	42	+ 0,856	43	23,3	64
Juli „ . .	192	266	107	266	0,157	13	0,683	253	+ 0,643	266	18,9	61
Oktober „ . .	249	67	138	70	0,262	6	0,832	59	+ 0,729	65	12,5	72
November „ . .	315	201	169	201	0,440	7	0,656	194	+ 0,618	201	8,1	77
Dezember „ . .	481	20	249	20	0,700	2	0,580	18	+ 0,452	20	+ 0,1	71
Mai 1907 . .	205	220	112	220	nicht	—	0,459	220	+ 0,459	220	19,9	71
Juni „ . .	221	110	120	110	vor-	—	0,521	110	+ 0,521	110	18,5	70
Juli „ . .	216	370	121	370	handen	—	0,702	370	+ 0,702	370	19,7	73
August „ . .	280	400	151	420		—	0,650	400	+ 0,650	400	23,2	73
Dezember „ . .	350	22	100	22	3,830	22	—	—	— 3,830	22	+ 4,3	74

Die hohen Werte des Potentialgefälles V im Winter mit dem besonders hohen Maximum der V_1 und V_2 im kalten Februar sprechen dafür, daß im Winter die wesentliche Quelle der Ionisation, die Bodenatmung, so ziemlich ausgeschaltet ist. Daß das Verhältnis der molisierten Ionen zu den Ionen normaler Beweglichkeit im Winter ein erheblich größeres für beide Ionengattungen sei, wodurch ja die Leitfähigkeit herabgesetzt und die V größer wären, ist wohl nicht stets anzunehmen.

Simpson[1]) hat in Karasjok geradeso im Winter hohe, aber auch sehr schwankende Werte des Potentialgefälles gefunden mit einem Maximum im Februar, wie es auch meine Messungen zeigen, während der Sommer meinen Messungen entsprechend niedere V aber mit fast konstantem Verlaufe brachte. Lüdeling,[2]) der zwar größere Mittelwerte für V im Sommer und Winter findet als ich (im Winter 311 Volt, im Sommer 170 Volt), erhielt eine Kurve der V, die sich ganz gut mit den meinigen deckt, ebenso wie auch die Kurve, die Elster und Geitel[3]) in Wolfenbüttel erhalten haben. Bedauerlicherweise sind dort die Temperaturen nicht mit angegeben, jedoch sagt Lüdeling, daß der Verlauf dem der Sonnenstrahlung gerade entgegengesetzt ist. Ganz meinen Anschauungen entsprechend weist Lüdeling weiters darauf hin, daß der steile Abfall der Kurve am Ende des Winters und der Anstieg gegen das Jahresende von der Schnelligkeit mit der der Boden auftaut und wieder gefriert, abhängen kann. Zölß,[4]) der einen ganz entsprechenden Verlauf des Potentialgefälles in Kremsmünster findet, sagt, die Variation der Gefällswerte sei während der Frühlings- und Sommermonate gering; erst mit dem Beginn der eigentlichen Wintermonate, besonders mit dem Auftreten der winterlichen Nebel und der Schneedecke erfährt das Potentialgefälle rasch eine bedeutende Steigerung. Es hält sich dann während der drei Wintermonate durchweg hoch und sinkt mit dem Verschwinden der Schneedecke und dem Beginn des Frühlings ebenso rasch wieder ab. Besonders niedere Werte erhielt Schwab-Zölß im dort warmen November, der auch den störenden Einfluß heftiger Luftbewegung zu tragen hatte, gerade wie ich im warmen, so oft durch Föhn gestörten Januar niedrigere Werte als im kalten, gleichmäßig antizyklonalen Februar erhielt.

Auch Gockel[5]) hat in Biskra im Sommer kleinere Werte erhalten als im Frühjahr, was, wie Gockel an mehreren Orten sagt, wohl nur durch die Temperatur veranlaßt ist. Daß Staub an den niederen Werten nicht schuld sei, sagt Gockel ebenfalls selbst in jener Arbeit.

[1]) Simpson, Phil. Trans. A 205, 67, 1905.
[2]) G. Lüdeling, Met. Z. 23, 115, 1906.
[3]) Siehe Kurve bei Lüdeling, Met. Z. 23, 115, 1906.
[4]) Zölß, Sitz.-Ber. Wien. Ak. 112, IIa, 1413, 1903.
[5]) A. Gockel, Phys. Z. 4, 871, 1903.

Die ρ sind in den wärmeren Monaten fast stets positiv, in den kalten überwiegend negativ an Zahl und an Größe des absoluten Wertes. Die Gesamtmittelwerte für die Dichte ρ folgen sehr gut dem Gange des trockenen, beschatteten Thermometers (nicht aber der Feuchtigkeit, deren Mittelwerte für die Beobachtungszeiten in der Tabelle ebenfalls angegeben sind). Der von dieser Regel etwas abweichende Wert von ρ für Januar hängt mit den häufigen Südwinden (Bergwind) in diesem Monat zusammen, die stets, auch wenn sie nicht ausgesprochenen Föhncharakter trugen, später zu erwähnende Ausnahmezustände mit sich brachten.

Die Abweichungen der im Jahre 1907 gemessenen ρ vom Temperaturgange lassen sich zum Teil durch die unregelmäßige Verteilung der Messungen auf die Tagesstunden erklären (im Jahre 1906 war eine gleichmäßigere Verteilung auf die Tagesstunden möglich), zum Teil auch durch den veränderten Witterungscharakter.

Aus Tabelle 8 geht auch hervor, daß es notwendig ist, auch für ρ einen Sommertypus und einen Wintertypus zu unterscheiden, wie es schon Exner und Chauveau für das Potentialgefälle getan haben. Die Ursachen beider Typen sind offenbar nicht die gleichen.

Noch deutlicher ist der Verlauf der Dichte ρ mit der Temperatur aus Figur 12 (Taf. II) zu ersehen. Abgesehen vom Föhnmonat Januar geht die Temperatur ganz konform mit der Dichte ρ aufwärts. Für die Sommermonate hält sich ρ so ziemlich auf der gleichen Höhe, um im Herbste wieder mit der Temperatur rasch abzufallen.

7. Ionenzahlen E, Q und p nach Monatsmitteln.

Die Zusammenstellung der Ionenzahlen nach Monatsmitteln umfaßt die positiven und negativen Mengen E_+ und E_-, wie sie aus den Ionenzählern A und L ermittelt wurden. Aus den Werten $Q = E_+ - E_-$ ist dann zunächst das Mittel Q_+, das ist das Mittel aus allen positiven Q, ebenso auch das Mittel Q_- aus allen negativen Q gebildet; das Gesamtmittel aller Werte ist unter Q vorgetragen. Der Wert $p = \frac{1}{n} \Sigma \frac{E_+}{E_-}$ ist das Mittel aus den bei den Messungen erhaltenen einzelnen Werten p. Die jeweils beigesetzten Zahlen bedeuten die Zahl der zum bezüglichen Mittel verwendeten einzelnen Messungen (Tabelle 9).

Auch die Ionenzählungen geben hienach in den wärmeren Monaten höhere Werte der E_+ und E_-, besonders aber der Q; der kalte Februar hat auch hier ein Minimum der E und der Q. Die abnormen Werte der E_- und Q im April erklären sich durch die große Trockenheit (Mittel 23%) in diesem Monat.

Die E-Kurven (siehe Fig. 13, Taf. II) geben in meiner Darstellung des jährlichen Verlaufes hingegen gar keinen besonderen Eindruck der Temperatur auf die Mittelwerte der E wieder, wenn auch von einem Ansteigen in den wärmeren Monaten und Fallen im Herbste etwa noch gesprochen werden kann, was auch Simpson[1]) findet, der im Februar minimale, im August maximale Werte der E erhielt. Auch hat schon Gockel[2]) gefunden, daß die Sommerwerte der E einen erheblich höheren Minimalwert aufweisen als die Winterwerte. Diese Beobachtung drängte sich auch bei meinen Messungen auf, doch traten die besonders niedrigen Winterwerte speziell bei Nebel und größerer Kälte auf.

Auch die Q haben einen dem Gange der ρ ähnlichen, aber stark abgeschwächten Gang, nur mit der Ausnahme, daß sie im Mittel stets positiv bleiben. In den Monaten mit gesteigerter Temperatur und Sonnenwirkung, somit auch gesteigerter Bodenwärme und täglicher Temperaturschwankung sind die Q verhältnismäßig groß gegenüber den Winterwerten.

Es fällt aber weit mehr auf, daß die ρ eine viel größere Amplitude zeigen als die Q (siehe Fig. 14, Taf. II).

[1]) P. Simpson, Phil. Trans. A 205, 67, 1905.
[2]) A. Gockel, Met. Z. 23, 65, 1906.

Tabelle 9.

	E+		E−		Q+		Q−		Q		p	
		n		n		n		n		n		n
Oktober 1905 . .	0,436	46	0,300	42	0,175	44	0,054	8	+ 0,140	52	1,91	52
November „ . .	0,416	59	0,301	53	0,142	45	0,086	15	+ 0,085	60	1,59	60
Dezember „ . .	0,433	112	0,375	119	0,178	89	0,120	45	+ 0,078	134	1,46	134
Januar 1906 . .	0,675	123	0,527	115	0,185	139	0,192	34	+ 0,111	173	1,34	173
Februar „ . .	0,353	71	0,334	68	0,089	64	0,062	34	+ 0,037	98	1,19	98
März „ . .	0,521	104	0,450	103	0,150	71	0,118	34	+ 0,063	105	1,30	104
April „ . .	0,469	45	0,462	45	0,175	22	0,158	20	+ 0,016	42	1,18	42
Mai „ . .	0,547	52	0,477	53	0,199	35	0,134	16	+ 0,094	51	1,44	51
Juni „ . .	0,355	4	0,233	4	0,083	6	—	—	+ 0,083	6	1,44	6
Juli „ . .	0,509	25	0,396	25	0,213	22	0,129	11	+ 0,099	33	1,46	33
Oktober „ . .	0,502	6	0,416	6	0,166	5	0,314	1	+ 0,086	6	1,42	6
November „ . .	0,513	14	0,336	14	0,237	11	0,040	3	+ 0,177	14	1,81	14
Juni 1907 . .	0,718	2	0,353	4	0,365	2	—	—	+ 0,365	2	2,02	2
Juli „ . .	0,613	9	0,407	10	0,222	9	—	—	+ 0,222	9	1,60	9
August „ . .	0,695	18	0,426	19	0,291	16	0,018	2	+ 0,257	18	1,61	18

Die Zunahme der Dichte ρ ist also sicher nicht allein auf die Mehrung der Ionen von normaler Geschwindigkeit zurückzuführen, es ist vielmehr direkt eine ganz enorme Steigerung der molisierten Ionen an sich notwendig gegeben, und diese kann nur durch die Bodenatmung erklärt werden.

Der Zusammenhalt der Kurven für V mit den Kurven für ρ (und auch für Q) zeigt, daß die Auffassung von Gockel,[1]) wonach das Potentialgefälle wesentlich von der Menge, nicht so sehr aber von der Geschwindigkeit der Ionen abhängt, viel für sich hat.

Die zwei Kurven für ρ und Q zeigen, daß die Zahl der molisierten Ionen im Verhältnis zu den normalen Ionen im Frühjahr und Herbst größer ist als im Sommer, wo die Q, das ist der positive Überschuß der Ionen normaler Geschwindigkeit, ein Maximum zeigen. Und gerade schon im trockenen April ist das Potentialgefälle sehr nieder, während es im August trotz der hohen Q und damit größeren Leitfähigkeit größere Werte zeigt.

Was schon der Verlauf der Q zeigt, tritt noch mehr aus dem Gange der p (siehe Fig. 15, Taf. III) hervor; daß nämlich die positive Unipolarität der normalen Ionen ganz besonders im Sommer gesteigert erscheint, während die Werte p im Winter sich sehr nahe an der unteren Grenze bewegen, welche für die p in gealterter Luft durch die Arbeit von Kurz[2]) festgelegt worden ist, eben jene Grenze p, die mit dem Geschwindigkeitsquotienten r übereinstimmt. Auch dieses Verhalten berechtigt zu einer Scheidung der Werte nach einem Sommer- und einem Wintertypus, wie er sich bei der vorhergehenden Tabelle 8 für die Potentialwerte als angezeigt ergeben hat. Speziell im Februar und April (Tabelle 9) zeigt p eine auffällige untere Grenze, die von den anderen Werten stark abweicht. Der Aprilwert erklärt sich aus der oben erwähnten Trockenheit. Es sei hier auch bemerkt, daß auch im Sommer bei starkem Tau das Minimum $p = 1{,}18$ mehrfach bemerkt wurde. Es deutet das wieder auf Fehlen der Bodenatmung im Winter hin, insbesondere, da ja die Wintermessungen, mehr als die Sommermessungen, meist bei Sonnenschein ausgeführt wurden; denn Fehlen des Sonnenscheins bedeutet im Winter auch meist zu Messungen untaugliches Wetter. Dagegen ist aber zu bemerken, daß Simpson[3]) gerade in der Zeit, wo in Karasjok die Sonne nicht unterging, die niedersten, im November bis Januar jedoch die höchsten Werte p und Q bekam, wie dort auch das Maximum der Ionisation zwei Monate hinter dem Maximum der Sonnentätigkeit zurückblieb. Auch Gockel[4]) fand

[1]) A. Gockel, Phys. Z. 4, 871, 1903.

[2]) K. Kurz, Die Beeinflussung etc. Dissertation, Gießen 1907.

[3]) Simpson, Phil. Trans. A 205, 68, 1905.

[4]) A. Gockel, Met. Z. 23, 56, 1906.

in zweijähriger Beobachtung für p im Winter maximale, im Sommer minimale Werte, während Czermaks Material für q keinen ausgesprochenen jährlichen Gang zeigt. Bei dem immerhin geringfügigen Gang der Ionisation E ist lokale Beeinflussung der Werte p durchaus nicht ausgeschlossen, wie auch Czermak (a. a. O. Seite 56) bemerkt. Zudem ist, wie schon oben (Seite 26) bemerkt, die untere Geschwindigkeitsgrenze der im Ionenzähler noch aufgefangenen Ionen in Betracht zu ziehen.

Die Zerstreuungsmessungen haben, wie Czermak[1]) mitteilt, im Winter die kleinsten Werte ergeben, die gegen Sommer hin zunehmen. Im Sommer hielt sich der Wert einige Zeit auf der Höhe, um im Herbste wieder abzunehmen und sogleich bei Eintritt der Winterkälte und der Schneedecke wieder auf die kleinsten Werte herabzugehen. Einen gleichen Gang der Zerstreuung findet man bei Zölß[2]) mit dem Maximum im Juni und dem Minimum im Dezember sowie in völliger Übereinstimmung mit Czermak bei Simpson.[3]) Die Darstellung des Ganges der E schließt sich bei Simpson gut an dessen Zerstreuungskurve an, während die von Gockel[4]) und mir gegebenen Jahreskurven wenigstens ein Maximum im Sommer und ein Minimum im Winter andeuten.

8. Potentialgefälle und Dichte nach Stundenmitteln.

Zur weiteren Charakteristik der Messungen sei ihre Verteilung auf die Tagesstunden gegeben; zunächst für die vom 24. 5. 6 bis 29. 8. 7 ausgeführten Potentialmessungen, die dem Sommertypus angehören.

Tabelle 10.

Zeit	V_2	n	V_1	n	ρ	n
7—8ha.	449,7	20	237,4	20	+0,679	20
8—9	263,5	390	144,9	390	+0,722	380
9—10	249,4	400	136,1	400	+0,593	400
10—11	212,3	200	115,5	200	+0,531	200
11—12	183,5	80	99,1	80	+0,376	80
12—1	139,3	10	76,8	10	+0,676	20
1—2	161,5	10	91,1	10	+0,558	10
2—3	296,8	80	159,4	80	+0,591	80
3—4	285,0	200	152,1	200	+0,483	200
4—5	258,0	140	141,2	140	+0,832	140
5—6	200,6	90	110,2	90	+0,533	90
6—7	209,7	160	114,1	160	+0,497	160
7—8p.	178,9	110	112,5	110	+1,241	110

Den in dieser Tabelle 10 gegebenen Mittelwerten ist nun freilich wegen der unregelmäßigen, von verschiedenen Umständen abhängigen Verteilung über die einzelnen Jahreszeiten kein zu großes Gewicht als Charakteristikum des täglichen Verlaufes der Dichte und des Potentialgefälles beizulegen; immerhin aber ist zu erkennen, daß das Potentialgefälle morgens und nachmittags maximale, mittags und abends minimale Werte zeigt, daß weiters die Raumdichte ρ morgens große Werte bekommt, die gegen Mittag abnehmen und abends wieder stark ansteigen.

Da die V in obiger Tabelle 10 in den Mittagsstunden spärlich vertreten sind, mögen wenigstens die V_1 durch eine Reihe von Messungen aus der Zeit vom 20. 11. 5 bis 20. 12. 5 erweitert werden, soweit diese Werte noch dem Sommertypus zuzurechnen sind nach Witterungscharakter, insbesondere Temperatur und Bodenverhältnissen (nicht gefroren!).

[1]) Czermak, Denkschr. Wien. Ak. 74, 85, 1903.
[2]) B. Zölß, Sitz.-Ber. Wien. Berlin. 112, IIa, 1412, 1903.
[3]) Simpson, Phil. Trans. A. 205, 68, 1905.
[4]) A. Gockel, Met. Z. 23, 56, 1906.

Tabelle 10a.

Zeit	V_1		Zeit	V_1	
7—8h a.	237,4	20	1—2h p.	189,9	91
8—9	144,9	390	2—3	180,3	268
9—10	142,3	426	3—4	168,0	388
10—11	133,1	251	4—5	152,5	207
11—12	124,5	125	5—6	118,0	97
12—1 p.	76,8	10	6—7	114,1	160
			7—8 p.	112,5	110

Auch in der so erweiterten Tabelle 10a zeigt sich das Abnehmen der V_1 im Vormittag und Nachmittag ganz deutlich, jedoch ist das Nachmittagsmaximum etwas verschoben.

In der Tabelle 11 der Winterwerte (I. Quartal 1906) zeigt sich, wenn auch weit schwächer, das gleiche Abnehmen der V wie auf Tabelle 10 der Sommerwerte von V. Auch die ρ zeigen hier ein Zunehmen nach der positiven Seite hin im Laufe des Nachmittags, während die Werte des Vormittags stark schwanken.

Tabelle 11.

Zeit	V_2		V_1		ρ
9—10h a.	447,5	11	229,2	10	+0,295
10—11	409,4	27	190,4	28	—0,769
11—12	362,3	54	177,2	54	—0,212
1—2	428,8	67	195,4	66	—1,023
2—3	400,3	118	187,2	120	—0,701
3—4	394,0	145	186,4	139	—0,571
4—5	381,3	144	182,0	143	—0,468
5—6h p.	396,4	48	189,8	48	—0,453

Aus den Gefällekurven (s. Fig. 16, Taf. III) des Sommertypus ergibt sich in ausgesprochenster Weise morgens und mittags ein Maximum. Das Mittagsmaximum ist zwischen 2—3h p. nach einem starken Minimum zwischen 12—1h p. zu verzeichnen. Vormittags und nachmittags sinken die V zu niederen Werten ab. Nach dem Abendminimum um 6h p. zeigt sich wieder ein leichtes Aufsteigen. Die Winterwerte geben denselben Gang, aber in weit geringerem Grade ausgesprochen. Das Mittagsmaximum ist im Winter auf frühere Zeit geschoben, ebenso ist das schwache Abendminimum gegen die Sommerwerte nach früher gerückt. Vom Mittagminimum des Winters läßt sich wegen Fehlens des Mittagswertes nichts aussagen.

Die von Lüdeling[1]) gegebenen Tageskurven von V zeigen viel Ähnlichkeit mit den meinen. Die Vormittagsenkung ist dort in allen Sommermonaten gut ausgesprochen, während die Wintermonate, wie bei mir, wenig Tagesamplitude zeigen, sich aber als unregelmäßig erweisen.

Auch die von Zölß[2]) dargestellten Tageskurven für V zeigen volle Übereinstimmung mit meinen Kurven. Deutlich ist im Sommer das Morgenmaximum, ebenso auch das von 2—3h p. und das dritte gegen 8h p. ausgesprochen, wenn auch die Amplituden, zum Teil entsprechend den an sich kleineren Werten des Potentialgefälles, kleiner sind als bei meinen Kurven (siehe dort die Kurve der Sommerwerte Seite 1419). Im Winter treten die Extreme wieder bei Zölß deutlicher als bei mir auf.

Hingegen zeigt die von Conrad[3]) gegebene Kurve des Potentialgefälles auf dem Sonnblick nur die Maxima um 2—3h p. und abends 8h, nicht aber das Morgenmaximum, das bei mir so scharf ausgeprägt ist. Das Mittagsmaximum hat auch Chauveau[4]) wiederholt beobachtet.

[1]) Lüdeling, Met. Z. 23, 117, 1906.

[2]) B. Zölß, Sitz.-Ber. Wien. Ak. 112, IIa, 1415, 1903.

[3]) V. Conrad, Sitz.-Ber. Wien. Ak. 113, IIa, 1156, 1904.

[4]) A. B. Chauveau, Étude de la variation diurne de l'électricité atmosphérique. Paris 1902. p. 74 et 81.

Die von Elster und Geitel[1]) in Wolfenbüttel aus fünf normalen Herbst- und Frühlingstagen gewonnene Kurve enthält nur das Morgenmaximum und das Abendminimum, nicht aber das Maximum von 2—3^h p.

Im ganzen klingt sie, von morgens bis mittags, und dann von 2^h—6^h p. fallend, ganz an meine Kurve an, wenn auch das rasche Steigen meiner Kurve nach dem Mittagsminimum fehlt. Auch bei der Kurve des Wintertypus (siehe Seite 921) ist Übereinstimmung mit der meinen zu finden, insoferne das Mittagsminimum auf 11^h vorgeschoben ist und die abendliche Abnahme fehlt.

Die von Exner[2]) in St. Gilgen gewonnene Kurve enthält hingegen nur das Morgenmaximum, ohne sonst etwas mit meiner Kurve gemein zu haben.

Es sei betreffs meiner Kurve auf den täglichen Verlauf hingewiesen, wie er für Wien in Hanns Lehrbuch der Meteorologie (Seite 69) dargestellt ist, und mit dem sich der Verlauf der hiesigen Temperatur so ziemlich deckt. Hienach hat die Temperatur ihr Maximum zur gleichen Zeit wie das Potentialgefälle. Abgesehen von anderem ist es übrigens gerade wegen der Gleichzeitigkeit der Maxima fraglich, ob in der Temperatur die primäre Ursache für den Gang der V zu suchen ist. Schon Zölß[3]) kam zu dem Schlusse, daß der Temperaturgang ebensowenig wie die Zerstreuung den täglichen Verlauf des Potentialgefälles erklären könne.

Es mag darauf hingewiesen werden, daß die Temperatur des festen Bodens nach den Beobachtungen von H. Wild,[4]) an der Erdoberfläche gemessen, im Sommer bei Tage weit höhere Werte und größere Tagesschwankungen ergibt als die Lufttemperatur; daß sie weiters um Sonnenaufgang ein Minimum hat, und daß ihr Maximum, nach steilem Anstieg von 10^h a—12^h, auf 1^h p. fällt, also 1—2 Stunden vor dem Maximum der Luftwärme und etwas mehr als eine Stunde nach der stärksten Insolation. Es liegt schon nach den Ergebnissen, die direkt bei Wechsel der Sonnenbestrahlung von mir gefunden wurden, sehr nahe, auch den täglichen Gang des Potentialgefälles unmittelbar auf Rechnung der Bodenerwärmung und den dadurch herbeigeführten Austritt der erwärmten Bodenluft zu setzen, die alsdann durch die durch das Temperaturgefälle bedingte Konvektion in die höheren Schichten emporgetrieben, die Luft mit Emanation und mit zumeist molisierten Ionen füllt. Da nun die Emanation und die in geringerem Grade molisierten Ionen leichter in höhere Schichten emporgehoben werden können, sind dort Ionen von größerer mittlerer Beweglichkeit zu finden als am Boden, die in den Ionenzählern dann größere E ergeben als am Boden, wie sich tatsächlich bei Ballonmessungen gezeigt hat.[5])

Die große Zahl der morgens in der Bodenschicht befindlichen molisierten Ionen, die große V geben, wird im Laufe des Vormittags durch Konvektion geringer, im Sommer wohl auch durch Nachschub weniger stark molisierter Ionen von unten her (oberste Bodenschichten trocknen aus), was alles das V zum Sinken bringt.

Nach Eintritt des Maximums der Bodenwärme, dem die Abnahme der Bodenstrahlung vorausging, kommt der Gang der Konvektion zum Stillstand, was zur Stauung der doch größtenteils molisierten Ionen führt und damit das Maximum der V nach Mittag veranlaßt. Im Nachmittage mag Konvektion und Bodenatmung wieder ins Gleichgewicht kommen, wohl auch wieder eine Erhöhung der Leitfähigkeit stattfinden.

Auch der besonders von Chauveau[6]) betonte tägliche Verlauf in höheren Schichten, mit einfacher Periode, fände hiemit seine Erklärung. Natürlich wird diese Erscheinung nicht an

[1]) Elster und Geitel, Sitz.-Ber. Wien. Ak. 98, IIa, 917, 1889.

[2]) Siehe Kurve bei Elster und Geitel,[1]) Seite 917.

[3]) B. Zölss, Sitz.-Ber. Wien. Ak. 112, IIa, 1425 und 1432, 1903.

[4]) H. Wild, Über die Bodentemperatur in St. Petersburg und Nukuss. Rep. f. Met. Petersburg 1878; siehe auch Hann, Lehrb. d. Met. Seite 39.

[5]) Siehe Gerdien in Winkelmanns Handbuch der Elektrizität. Seite 708.

[6]) A. B. Chauveau, Récherches sur l'électricité atmosphérique. Le Cadet, Étude de l'él. atm. au sommet du Montblanc par beau temps. C. R. 136, 886, 1903.

allen Orten in gleicher Weise auftreten, wie auch die bis jetzt vorliegenden Kurven starke lokale Verschiedenheiten aufweisen. Der Verlauf im Winter mit seinen Nebelschichten und Temperaturinversionen und mindestens teilweise unterdrückter Bodenatmung widerspricht wenigstens nicht dieser Erklärung.

Selbstverständlich ist, wie schon eine Reihe von Beobachtern[1]) betont haben, daß sich auch der Gang des Barometers mit dem Gange der V deckt, insoferne dem Vormittagsmaximum des Barometerstandes nach einigen Stunden das Maximum der V, dem Minimum des Barometerstandes aber das Minimum der V folgt. Auch die Verschiebung dieser Extremwerte im Winter nach früheren Tagesstunden deckt sich mit der Verschiebung der Barometerextreme, die im Winter zusammenrücken.[2]) Es ist ja klar, daß der Gang der Temperatur und der Bodenwärme zum täglichen Gange des Barometers Anlaß gibt,[3]) wie diese Faktoren auch den Gang der Ionisation der Atmosphäre verursachen. Daß das Potentialgefälle neben Beeinflussung durch die Leitfähigkeit durch die vertikale Komponente der Luftbewegung bestimmt wird, die ihrerseits wieder durch die Strahlung und dadurch die Luft- und Bodentemperatur veranlaßt wird, hat schon Gockel[4]) ausgesprochen. Er ist geneigt, die wesentliche Beeinflussung des Potentialgefälles gerade der Ionenmenge[5]) zuzuschreiben.

Was die tägliche Variation der ρ betrifft, so zeigt auch die (Figur 18, Taf. III), wohl aus dem oben angegebenen Grunde (unregelmäßige Verteilung der Messungen über die Jahreszeiten) keinen deutlich ausgesprochenen Gang, auch nicht den erwarteten Zusammenhang mit dem Gange des Potentialgefälles (Fig. 16, Taf. III). Bei den starken Schwankungen der ρ des Sommertypus am Abend und des Wintertypus der ρ am Vormittage mag man wohl an störende Einflüsse denken, in erster Linie an Luftlamellen und Schwaden mit vermehrter oder verminderter Ladung, etwa Nebelbänke. — Speziell die großen negativen ρ des Winters gegen Mittag neben dem kleineren V lassen sich durch Dunstschichten, wohl auch Eiswölkchen, die in höheren Lagen zur Ausbildung kommen, erklären. Im Nachmittag sinken dann diese Schichten mit abnehmender Temperatur allmählich zu Boden, weshalb dann die ρ weniger negativer erscheinen. — Wohl mögen diese Prozesse auch im Winter noch da und dort durch eine mehr oder weniger einflußreiche Bodenatmung unterstützt werden, während diese im Sommertypus den wesentlicheren Anteil an der Gestaltung der elektrischen Werte hat.

Um den Verlauf der V und ρ an einem Tage zu sehen, seien in Fig 19 (Taf. III) die Kurven, wie sie am 8. 7. 6 erhalten worden waren, angegeben. Es ist hier für die V das Nachmittagsmaximum entsprechend der langen Tagesdauer auf spätere Zeit geschoben. Sehr stark ist hier die Abnahme der ρ in den Vormittagsstunden ausgesprochen; ebenso auch das Mittagsmaximum der ρ, das mit dem hier zwar wenig ausgesprochenen Maximum der V zeitlich zusammenfällt. Im Nachmittag haben die V und ρ entgegengesetzten Gang; die Leitfähigkeit ist hier wohl durch stärkere Molisierung beschränkt.

9. Ionenzahlen E, Q, p nach Stundenmitteln.

Die Werte $p = \frac{E_+}{E_-}$ ergeben sich für den Sommer- und Wintertypus aus Tabelle 12 und aus Fig. 26 (Taf. IV.) Auffallend ist sogleich, daß die Winterwerte weit kleiner sind als die Sommerwerte und daß sie sich ziemlich konstant verhalten. Sie weichen wenig ab von dem Werte, der

[1]) Lüdeling, Met. Z. 23, 121, 1906 und Phys. Z. 5, 135, 1904; Zölss, Sitz.-Ber. Wien. Ak. 114, IIa, 19, 1905; H. Mache, Sitz.-Ber. Wien. Ak. 114, IIa, 1377, 1905; A. Gockel, Phys. Z. 5, 253, 1904; Koll. Frib. 19, 1902.

[2]) Siehe Hann, Lehrb. d. Met. Seite 140.

[3]) Hann, Lehrb. d. Met. Seite 145.

[4]) A. Gockel, Koll. Frib. IV, 53, 1903; Met. Z. 22, 97, 1905.

[5]) A. Gockel, Koll. Frib. IV, 37, 1903.

Tabelle 12.

Zeit	Sommertypus		Wintertypus		Oktober 1905		März 1906	
7—8h a.	1,11	3						
8—9	1,43	18	1,04	4	1,04	3	1,04	4
9—10	1,30	34	1.33	14	1,13	10	1,14	8
10—11	1,96	41	1,19	37	3,05	11	1,18	10
11—12	1,31	29	1,22	34	1,24	5	1,09	13
12—1	1,27	9	1,45	4	1,16	3	1,45	4
1—2	1,48	34	1,22	48	1,71	6	1,58	8
2—3	1,61	57	1,27	88	1,73	8	1,51	14
3—4	1,65	54	1,29	88	1,68	6	1,21	16
4—5	1,69	42	1,29	70	2,02	3	1,22	13
5—6	1,73	19	1,23	30	3,01	3	1,19	12
6—7	1,36	18	1,15	1			1,15	1
7—8	1,65	3	1,28	12				
Gesamtmittel	1,57	361	1,26	430				

sich für das Verhältnis der Ionengeschwindigkeiten $r = \frac{u}{+u}$ ergibt, ein Hinweis auf den Mangel der Bodenatmung im Winter; im Sommer dagegen steigen die p mit einer Depression zu Mittag im Laufe des Tages zu hohen Werten an, eine Folge der regen Bodenatmung, die schon mehr positive als negative Ionen aus dem Boden heraus in die Atmosphäre bringt. Dieses Anschwellen in den wärmeren Tageszeiten tritt übrigens auch im Wintertypus im Monat März 1906 zutage, der neben dem anormale Werte gebenden Monat Oktober 1905 des Sommertypus in Tabelle 12 besonders angeführt ist.

Auch im Sommer tritt eine große, p hemmende Wirkung durch den Tau auf. Dieser hindert die Bodenatmung in den Morgenstunden direkt durch Verschluß der Erdkapillaren, indirekt auch durch die bei feuchtem Boden größere spezifische Wärme und die zu seiner Verdampfung nötige latente Wärme, die eine Erwärmung der oberen Bodenschicht durch Sonnenstrahlung hemmen. Erst wenn der Tau weg ist, kann die Bodenatmung sich frei entfalten und bringt dann hohe p hervor. Die Q entsprechen dem Gange der p insoferne, als sie auch im Winter wesentlich kleiner als im Sommer gefunden wurden. Daß die Q den Gang der p während der Tagesstunden nicht deutlich mitmachen, ist wohl eine Folge der verschiedenen meteorologischen Verhältnisse, insbesondere der Feuchtigkeit, während der Messungen und des geringen Ganges der Q selbst, deren Bestimmung immerhin noch in zu geringer Zahl erfolgte, um das Fortschreiten der Q im Mittel zu zeigen. Auch bei den p möchte ich es dahingestellt sein lassen, ob die im Vormittag auftretenden Schwankungen eine Realität besitzen.

Der Gang der p, wie er von Conrad[1]) auf dem Säntis im August festgestellt wurde, zeigt übrigens einen von meiner Kurve ganz abweichenden Verlauf, nämlich rasches Ansteigen bis 2h p. und dann rasches Sinken bis morgens 2h, während Simpson[2]) für den Bruch p nicht bloß im Nachmittag, sondern auch vormittags ein ständiges Wachsen gefunden hat und zwar für jede Jahreszeit.

Der Verlauf der E_+ und E_-, sowie der Q (und zwar der Q_+, Q_- und der gesamten Q) ist für den Sommertypus aus Tabelle 13, für den Wintertypus aus Tabelle 14 zu ersehen.

Die gesamten Q geben im Sommer zu allen Tageszeiten zum Teil weit höhere Werte als im Winter. So ist auch das Gesamtmittel der sommerlichen Q mit $+0{,}106\ \frac{\varepsilon}{m^3}$ höher als das Gesamtmittel der Winterwerte mit $+0{,}071\ \frac{\varepsilon}{m^3}$. Ein Gang ist beim Winter- und beim Sommertypus für die Q nicht zu erkennen, wenn er auch wenigstens für den Sommertypus nach dem Verlaufe der p zu erwarten war.

[1]) V. Conrad, Sitz.-Ber. Wien. Ak. 115, IIa, 1061, 1906.
[2]) Simpson, Phil. Trans. A. 74, 73, 1905.

Tabelle 13.

Zeit	E+		E−		Q+		Q−		Q	
7—8 h a.	0,468	3	0,398	4						
8—9	0,550	18	0,408	18	0,210	14	0,124	3	+ 0,151	17
9—10	0,611	34	0,507	33	0,195	24	0,098	13	+ 0,092	37
10—11	0,538	44	0,415	35	0,229	27	0,141	10	+ 0,129	37
11—12	0,435	29	0,373	25	0,130	23	0,114	6	+ 0,080	29
12—1	0,506	13	0,411	8	0,194	6	0,084	3	+ 0,101	9
1—2	0,434	23	0,328	26	0,148	27	0,061	6	+ 0,110	33
2—3	0,454	52	0,370	47	0,212	40	0,125	18	+ 0,108	58
3—4	0,432	45	0,357	52	0,181	36	0,100	20	+ 0,081	56
4—5	0,428	42	0,418	41	0,229	34	0,402	8	+ 0,143	42
5—6	0,512	26	0,336	24	0,202	16	0,094	6	+ 0,122	22
6—7	0,446	17	0,355	16	0,180	10	0,099	8	+ 0,056	18
7—8 p.	0,404	4	0,214	3	0,126	3	—	—	+ 0,126	3
Gesamtmittel					0,194	260	0,130	101	+ 0,106	351

Tabelle 14.

Zeit	E+		E−		Q+		Q−		Q	
8—9 h a.	0,497	5	0,373	6	0,127	2	0,054	2	+ 0,037	4
9—10	0,565	15	0,502	15	0,155	10	0,149	4	+ 0,068	14
10—11	0,512	34	0,480	28	0,147	24	0,077	13	+ 0,068	37
11—12	0,614	25	0,522	34	0,145	24	0,110	9	+ 0,076	33
12—1	0,593	7	0,355	5	0,141	4	—	—	+ 0,141	4
1—2	0,535	36	0,437	33	0,213	23	0,099	16	+ 0,085	39
2—3	0,479	58	0,377	62	0,125	68	0,064	20	+ 0,082	88
3—4	0,427	63	0,359	60	0,133	61	0,092	25	+ 0,062	86
4—5	0,416	54	0,320	52	0,137	52	0,070	18	+ 0,084	70
5—6	0,375	27	0,419	26	0,194	17	0,312	13	— 0,025	30
6—7	0,831	3	0,324	5	0,080	1	—	—	+ 0,080	1
7—8	0,723	10	0,550	10	0,213	9	0,195	3	+ 0,111	12
8—9 h p.	0,430	4								
Gesamtmittel					0,147	295	0,112	123	+ 0,071	418

Ein Zusammenhang der Kurven für Q mit denen für ρ läßt sich für den Wintertypus absolut nicht erkennen. Im Sommer zeigt sich, freilich bei sehr geringer Amplitude der Q, besonders nachmittags ein ganz gleicher Gang beider Kurven, wie Figur 18 (Taf. III) zeigt.

Im Zusammenhalt mit Figur 20 (Taf. III), worin der tägliche Gang der E mit dem Gange der ρ verglichen ist, ergibt sich weiters als naheliegende Vermutung, daß auch die Gesamtmengen $\mathfrak{E}$ der in der Atmosphäre vorhandenen Elektrizität den im Ionenzähler gemessenen Mengen E wenigstens annähernd proportional seien (siehe Seite 33).

Diese Figuren (14, 18, 20) mit der starken Amplitude der ρ gegenüber den schwachen Amplituden der Q und E sind wohl auch Stützen dafür, daß nicht etwa die aus dem Boden kommende Emanation den Überschuß Q von Ionen normaler Geschwindigkeit in der Atmosphäre durch selektive Adsorption, und dann auch durch nachträgliche Molisierung das gesamte ρ hervorruft, sondern daß die molisierten und nicht molisierten Ionen und Ionenüberschüsse wenigstens zum guten Teil gleichzeitig schon in gewissem Verhältnis von unten in die Atmosphäre hereingebracht werden.

Die E zeigen im Sommer- und im Wintertypus in den ersten Vormittagstunden ein Ansteigen, während nachmittags ein Abnehmen statthat. Erst gegen Abend erfolgt von neuem ein Ansteigen, das sich im Winter besonders deutlich zeigt, aber wohl wegen der geringen Zahl der Messungen nicht genug gesichert erscheint.

Bei den einzelnen Messungen wurde öfter die Bemerkung gemacht, daß in den Morgenstunden die E_- verhältnismäßig groß waren gegen die E_+, ja mehrfach zu negativem Q Veranlassung gaben. Bis 9^h zirka erfolgte dann der Umschlag der Q nach der positiven Seite hin. Dies ist gut aus den Kurven (Fig. 22—25, Taf. IV) zu ersehen, die den täglichen Verlauf der E und p in einzelnen Monaten geben. Dieser Umstand gab einige Male zu besonders großen p Anlaß, wofür die Tageskurven vom 22. und 23. 10. 1905 eingesehen werden mögen (Fig. 9 u. 10. Taf II).

Was den Verlauf der E betrifft, so läßt sich der Einfluß der Sonnentätigkeit nicht gut von dem der Feuchtigkeit trennen. Immerhin ist ersichtlich, daß die E erst dann ansteigen, wenn die Sonnenwirkung sich frei entfalten kann.

Oftmals fiel auf, wie es sich auch in den Kurven der Sommermittel (Fig. 20) und in den Kurven der Wintermittel (Fig. 21) ausspricht, daß in den Morgenstunden nach Sonnenaufgang ein Ansteigen der E eintritt. Öfters nahm E_+ stärker zu, während E_- weniger zu oder sogar stark abnahm, wie aus einer Reihe von Monatsmitteln in Figur 22—25 hervorgeht. Im Laufe des Tages nehmen die E im Mittel meist etwas ab, nachdem um $9—10^h$ zirka ein Maximum vorhanden war. Abends zeigte sich im Winter öfters ein rapides Ansteigen, das ich aber mehr den abends sich gerne ausbildenden Föhnerscheinungen zuschreiben möchte, soweit es nicht durch Zunahme der abendlichen Feuchtigkeit, welche die Ionen beider Zeichen in den unteren Schichten festhält, seine genügende Erklärung findet.

Wie schon erwähnt, schließen sich die ρ und Q Kurven gut an die Sommerkurven der E an, was den Gang betrifft (Fig. 20), ein Beweis dafür, daß diese Größen durch die gleichen Faktoren, nämlich Bodenatmung und den aufwärts steigenden Konvektionsstrom geregelt werden.

Die Abnahme der E in den Mittagsstunden und besonders nachmittags ist wohl nur durch das Zusammenwirken dieser Faktoren zu erklären.

Der von mir gegebene Verlauf der E findet sich bei Simpson[1]) ebenfalls, wenn auch schwach ausgesprochen: Der Abendwert, 6^h p., ist etwas niedriger als der Morgen- und Mittagswert, die er annähernd gleich findet (8^h a. und 12^h); es wäre nur beizufügen, daß zwischen 8^h a. und 12^h noch etwas höhere Werte sich ergeben, um die Übereinstimmung mit meinen Werten zu erreichen. v. Schweidlers[2]) Ergebnisse widersprechen diesen Kurven nicht; er findet hohe Werte morgens und abends nach Sonnenuntergang, in der dazwischen liegenden Tageszeit kleinere Werte mit einem kleinen sekundären Maximum um 3^h p.

Auch die von Conrad[3]) für seine Messungen auf dem Säntis im August gegebenen Kurven stimmen im großen und ganzen mit meinen Kurven gut zusammen. Hingegen gibt Gockel[4]) aus zahlreichem Material in Übereinstimmung mit seinen Kurven für die Zerstreuung für die E Kurven, die einem Maximum um 2^h p., ja sogar 4^h p. zustreben und morgens und abends kleine Werte aufweisen. Es schließt der Verlauf der E eben doch viel zu sehr lokale Einflüsse der Feuchtigkeit und sonstigen meteorologischen Faktoren in sich, so daß die betreffenden Kurven wohl alle sehr starke lokale Färbung tragen. Ebenso widersprechend sind ja auch die von verschiedenen Orten stammenden täglichen Kurven der Zerstreuung Z, obwohl sie in der Hauptsache einen Anstieg bis gegen Mittag mit oder ohne Depression um diese Zeit und dann wieder eine Abnahme bis zum Abendminimum zu zeigen scheinen. Jedoch gibt z. B. Czermak[5]) aus seinem reichen Material Zerstreuungskurven mit auffällig starkem Mittagsminimum und ausgesprochenem Anstieg im Laufe des Nachmittags.

Mehrfach wird betont, daß der Gang der Z dem Gange der Temperatur analog ist, oder dem Gange der Feuchtigkeit entgegengesetzt, was alles auf Sonnenwirkung hinweist.[6])

[1]) Simpson, Phil. Trans. A. 205, 73, 1905.
[2]) v. Schweidler, Sitz.-Ber. Wien. Ak. 114, IIa, 1717, 1905.
[3]) V. Conrad, Sitz.-Ber. Wien. Ak. 115, IIa, 1061, 1906.
[4]) Gockel, Met. Z. 23, 342, 1906; 22, 53, 1906.
[5]) Czermak, Denkschr. Wien. Ak. 74, 80, 1903.
[6]) v. Schweidler, Sitz.-Ber. Wien. Ak. 91, IIa, 1475, 1902; A. Gockel, Arch. d. scienc. phys. et nat. 17, 99, 1903.

10. Wirkung der Sonnenstrahlung auf Potentialgefälle und -Dichte.

Es ist nicht zu verkennen, daß, wenn nach längerer Beschattung hinter einer Wolke die Sonne wieder hervortritt, eine starke Steigerung des Wertes von ρ eintritt, womit meist ein Ansteigen der V_1 und V_2 Hand in Hand geht.

Es liegt nun freilich die Vermutung nahe, daß diese Änderungen der V_2 und V_1 und der ρ durch direkte Wirkung auf das Elektroskop vorgetäuscht sein möchten.

In gewissem Grade ist mit derartigen Fehlern bei Blättchenelektroskopen ja stets zu rechnen, da sie bei Potentialmessungen gegen die Sonne nicht geschützt werden können.[1]) Jedoch sind solche Fehler, die bei Ionenzählungen sehr störend wirken können, bei den Potentialmessungen am Erdboden sicher klein gegenüber dem starken Anschwellen der Werte bei Sonnenschein.

Um die Größe solcher Fehler zu ermitteln, wurden die Elektroskope A und B mittels Zambonisäule aufgeladen und zwar positiv, da ja auch bei den Messungen die Blättchen fast stets positive Ladung tragen; ohne die Aufstellung und den Standort der Elektroskope sonst irgendwie zu verändern, wurde dann wechselweise in der Sonne und bei Beschattung durch einen schwarzen Regenschirm abgelesen, wobei die Vorsicht gebraucht wurde, bei Elektroskop B den Ladestift durch Überstülpen eines metallenen Trinkbechers ganz ins Innere des Gehäuses zu verlegen, um elektrostatische Wirkungen zu vermeiden; bei Elektroskop A wurde durch Aufsetzen des metallenen Windschutzes und Abnahme des Ladestiftes nach vollzogener Aufladung die Sicherung gegen äußere Einflüsse zu erreichen gesucht, ein ganz abschließender Becher jedoch nicht aufgesetzt, da ja dieses Elektroskop auch während der Messungen oben offen ist.

Die Elektroskope wurden in Abständen von einer Minute und auch von drei Minuten abwechselnd der Sonne ausgesetzt und durch den Schirm beschattet, wobei unmittelbar nach jeder Ablesung eine Änderung in der Bestrahlung erfolgte.

Die Blättchen hatten also eine bezw. drei Minuten Zeit zur Reaktion auf die neue Bestrahlung oder Beschattung, wobei bemerkt sein mag, daß die Kapazität des Elektroskopes B 4,7 cm, die von A etwas mehr beträgt.

1—3 Minuten wurde nach Zulassung oder Abhaltung der Bestrahlung mit dem Ablesen deshalb zugewartet, weil ja auch bei den Potentialmessungen selbst stets einige Minuten bis zur jeweiligen nächsten Einzelablesung gewartet werden mußte, um von den momentanen Störungen des Potentialgefälles frei zu werden, die bei rascher Aufeinanderfolge der Ablesungen sich auch im Dekadenmittel noch aussprechen können. Die Zeit zur Ermittlung einer Dekade schwankt zwischen 5 und 30 Minuten, im Durchschnitt wurden 10—15 Minuten verbraucht.

Es gab sich bei diesen Ablesungen (mit Abschaltung der Flammenkollektoren) nicht stets eine Hebung der Blättchen nach starker Bestrahlung, wie das nach den Erfahrungen mit den Ebertschen Ionenzählern erwartet werden konnte, weshalb die Hebung der Blättchen beim Ionenzähler wohl mehr durch Luftbewegung im Innern des Elektroskopgehäuses als durch die Sonnenwirkung auf das zu messende luftelektrische Element hervorgerufen sein mag.

Die bei Ballonmessungen in dieser Hinsicht sehr zu berücksichtigende Fehlerquelle, die in der großen Temperaturdifferenz innerhalb und außerhalb des Elektroskopes liegt und zu Wärmeströmungen und Heben der Blättchen Anlaß gibt, fällt bei Potentialmessungen am Erdboden wegen der geringen Temperaturunterschiede wohl nicht mehr ins Gewicht; es ist hier ebenso gut an Erhöhung der Leitfähigkeit im Elektroskopinnern durch Hallwachseffekt zu denken, soferne der zu etwa 2% maximal beobachtete Fehler nicht überhaupt unter der Fehlergrenze liegt.

Es ergab sich beispielsweise bei Elektroskop B aus je 20 Ablesungen in Sonne und Schatten der Verlust bei Übergang von Sonne zu Schatten zu 0,14 Volt pro Minute, bei Übergang von Schatten zu Sonne zu 1,85 Volt pro Minute, es brachte also in diesem Falle die Sonnenwirkung einen Rückgang der Spannung von 1,71 Volt/min. hervor.

[1]) Siehe H. Ebert, Illustr. Aeron. Mitt. Heft 4, 1902.

Andere Messungsreihen ergaben für Elektroskop B eine der Sonnenwirkung zuzuschreibende Spannungsabnahme von 0,03—1,78 Volt, für Elektroskop A eine solche von 0,20—3,49 Volt/min.

Jedenfalls ist der hiebei sich ergebende kleine Fehler nicht geeignet, das Ansteigen der ρ in der freien Luft bei Sonnenwirkung zu erklären.

Wegen der großen Änderungen der V und ρ kann, abgesehen von anderen Gründen, auch eine etwaige Verlagerung der wirksamen Flammenpunkte durch bei starker Sonne gesteigerte Konvektion nicht zur Erklärung herangezogen werden.

Daß nicht etwa bei Sonnenbedeckung ein Beschlagen der Stäbe eintrat, welcher Beschlag sich natürlich an V_1 zuerst durch Isolationsstörung geltend machen würde und wegen der Formel

$$\rho = \frac{1}{6\pi}(V_1 - \tfrac{1}{2}V_2)$$

zu kleinerem ρ führen müßte, folgt schon daraus, daß ja die Feuchtigkeit direkt am Boden abgelesen wurde (das Augustpsychrometer stand nur wenige Zentimeter über dem Boden), und daß die fraglichen Messungen zum Teil bei niedrigen Feuchtigkeiten stattfanden (50—70%), so daß der Temperaturabfall von etwa 1°, wie er durch Bedeckung der Sonne hervorgerufen wurde, noch lange nicht die Feuchtigkeit so nahe an den Sättigungspunkt herantreten ließ, daß ein Beschlagen der Stäbe eintreten konnte. Es ist zudem ja nicht nur das Fallen der Werte ρ und V bei Verschwinden der Sonne, sondern ebenso auch das Ansteigen der ρ und V bei Erscheinen der Sonne nach längerer Bedeckung Gegenstand der Beobachtung gewesen.

Zur Klarstellung der Frage wurden übrigens auch die Blättchen des Elektroskopes mit dem oberen Ende (Metallzapfen) des 1 m-Stabes verbunden und dann mittels Zambonisäule mit positiver Ladung versehen, während das Gehäuse geerdet war. Bei Verschwinden der sehr kräftigen Sonne hinter Cumulis und damit Sinken der Temperatur trat kein größerer Ladungsverlust ein als er im Elektroskop auch sonst in der gleichen Zeit statthat, so daß die Isolation des 1 m-Stabes als einwandfrei betrachtet werden kann; anders ist es bei Sonnenuntergang mit hoher Feuchtigkeit, wo sich der Stab sichtlich beschlägt; aber auch hier darf der Beschlag ziemlich weit gehen, bis die Werte V dadurch beeinflußt werden.

Daß die Sonnenwirkung tatsächlich reale Bedeutung hat, kann aus einzelnen Beispielen erhellen.

Tabelle 15.

Zeit	V_2	V_1	ρ	Temp.	f in g	F%	Bemerkungen und Wind
7h58a—8h11	231,9	124,4	+0,457	18,9°	12,9	80	Sonne offen, S_0
8h11—8h30	237,5	127,1	0,448	19,1	13,0	79	„ „ N_0
8h30—8h58	137,7	74,0	0,277	19,4	13,7	82	„ bedeckt, S_{0-1}, SW_3, dann S_2
8h58—9h 8	108,8	59,5	0,279	18,6	11,5	72	„ „ W_3, dann SW_3
9h 8—9h21	143,6	76,8	0,271	19,6	12,5	74	„ „ SW_2
9h21—9h41	195,4	106,9	0,499	22,3	14,3	72	„ offen, SW_1
9h41—9h53	239,2	124,2	0,245	20,1	13,3	76	„ bedeckt, SW_2
9h53—10h13	215,1	111,5	0,215	19,5	12,6	75	„ „ SW_1
10h13—10h26	188,1	97,6	0,189	19,9	12,3	72	„ „ S_1, dann W_2
10h30—10h57	191,5	101,4	0,305	22,0	14,7	75	„ erst bed., dann offen SW_1, W_1
10h57—11h 6	251,7	129,6	0,204	21.5	13,5	71	„ bedeckt, SW_1, W_1
11h 6—11h16	217,7	110,5	0,087	21,8	14,0	72	„ „ W_1
11h16—11h30	146,2	76,6	0,188	23,3	15,2	72	„ offen, SW_3

Zunächst seien in Tabelle 15 die Werte vom 24.7.7 gegeben. (Jeder dort vorgetragene Wert ist das Mittel aus 10 Einzelmessungen.) Die Bemerkung Sonne offen oder bedeckt bezieht sich natürlich direkt auf den Beobachtungsplatz. Die Temperatur des beschatteten, am Boden stehenden Thermometers, der Wasserdampfgehalt in Grammen und die Feuchtigkeitsprozente, beide für die dem Boden zunächst lagernde Luftschicht, sind für jede Dekade in den folgenden Tabellen mit angegeben.

Die Sichtigkeit der Luft ist an diesem Tage (Tabelle 15; 24.7.7) ziemlich konstant mittelmäßig, die Bewölkung, 5—6, ändert sich insoferne, als Cirrostratus in Cumulostratus übergeht, der Wind, erst fast Null, schwankt später zwischen 2 und 3 der Landskala. Die Barometerkurve ist 6^h a. bis 10^h a. unter Zuckungen um 1,5 mm gestiegen, dann konstant, eher etwas im Fallen.

So oft die Sonne heraustritt, steigen die ρ an, wenn die Sonne bedeckt wird, fallen die ρ in eklatanter Weise zurück; aber nicht nur im Dekadenwerte allein, auch schon an den Einzelwerten ist deutlich zu sehen, wie unter der Steigerung des Sonnenbrandes die Blättchen stetig ansteigen.

Am 6.8.7 bei Transparenz 6 (siehe Skala S. 24), Südwind der Stärke 1 und Cirrusbewölkung 2 ergaben sich bei sehr drückender Schwüle die Werte der Tabelle 16.

Tabelle 16.

Zeit	V_2	V_1	ρ	T	f	F%
9^h58—10^h 8	187,9	98,2	+ 0,231	28,3	19,9	70%
10^h 8—10^h16	222,6	126,2	+ 0,805	28,1	18,1	65
10^h16—10^h48	229,3	120,3	+ 0,307	29,2	18,8	62

Der bis zirka 10^h a. liegende starke Tau hinderte ein früheres Ansteigen der ρ; dann schnellten sie unter der Sonnenwirkung (Barometerkurve zuckt von 6^h a. bis 10^h a., bleibt aber horizontal) auf 0,805 hinauf; es war dann um 10^h20 die Sonne hinter Cumuli verdeckt, während die drei Kollektoren mit neuen Kerzen versehen werden mußten. Bei Wiederaufnahme der Messungen erschien auch die Sonne wieder; jedoch war der Wert ρ auf 0,307 zurückgefallen, und ebenso auch der Wert V_1 zurückgegangen. V_2 war in seinem Gange nicht beeinflußt, nur die dem Boden zunächst liegende Luftschicht zeigte anderes Potentialgefälle.

Die in Tabelle 17 folgenden Dekadenwerte der Messungen vom 19.8.7. zeigen ebenfalls eine Beeinflussung durch den Tau.

Tabelle 17.

Zeit	V_2	V_1	ρ	T	f	F	
8^h27a—8^h44	324,6	173,4	+ 0,599	22,7	15,2	74	Sonne. Starker Tau.
8^h50—8^h55	263,4	138,2	0,353	23,5	16,3	76	} „ zum Teil hinter Cirri.
8^h56—9^h 5	273,3	140,4	0,202	24,5	17,2	76	}
9^h 5—9^h11	206,8	113,0	0,521	24,1	16,4	74	„ offen
9^h11—9^h20	229,7	122,0	0,389	25,5	17,9	74	„ zum Teil bedeckt
9^h20—9^h30	249,8	129,9	0,270	25,0	16,7	71	} „ Tau verschwindet
9^h30—9^h38	247,5	132,0	0,448	26,5	17,8	69	}
9^h38—9^h45	255,3	136,9	0,496	25,9	17,4	71	„ zum Teil bedeckt
9^h54—10^h 3	219,8	122,8	0,698	25,3	16,2	68	„ ganz bedeckt
10^h 3—10^h 7	233,0	120,9	0,237	25,3	16,2	68	„ bedeckt (Cu), am Schluss schwache Sonne
10^h 7—10^h16	237,3	122,0	0,178	25,5	15,4	64	„ erst kurze Zeit stark, dann ganz verdeckt (Cu)
10^h16—10^h20	235,2	118,4	0,044	24,3	15,1	67	„ bedeckt (Cu)
10^h22—10^h26	239,9	131,9	0,644	27,3	16,9	63	„ sehr stark

Während der Messungen dieses Tages herrschte SE_1, der erst am Schlusse durch W_1 ersetzt wurde. Die Transparenz der Luft hob sich von 7 auf 9, gegen Mittag trat Föhnstimmung ein. Die Bewölkung war erst Cirrostratus 4—6, von 9^h a. an waren Cumulostrati 6—7 vorhanden. Die Schattentemperatur hob sich unter Schwanken von 22,7° auf 27,3°. Temperatur, Wassergehalt f und Feuchtigkeit F sind in der Tabelle eingetragen.

Wie stark die Sonnenwirkung am Schlusse (10^h22 bis 10^h26) zutage trat, erhellt durch die in Tabelle 18 gegebenen Einzelmessungen dieser Dekade.

Tabelle 18.

Zeit	V_2	V_1	ρ	
				F = 63%
10h22a.	227,0	118,2	+ 0,254	Sonne verdeckt, auch vorher längere Zeit bedeckt
	229,8	116,4	+ 0,081	„ „ „ „
	228,0	113,2	— 0,043	„ „ „ „
	225,0	125,8	+ 0,718	„ sehr stark
	238,8	146,2	+ 1,447	„ „ „
	256,7	142,5	+ 0,764	„ schwächer
	228,0	132,0	+ 0,972	
	230,7	131,0	+ 0,845	„ sehr stark
	269,4	145,3	+ 0,572	
10h26a.	265,4	148,1	+ 0,833	„ „ „

Beachtenswert ist wie prompt das Erscheinen der Sonne auf die Messungen wirkt. Sofort hebt sich V_1, wie es auch beim Verschwinden der Sonne sogleich zurückfällt. Das Gefälle V_2 der höheren Schicht hingegen folgt erst langsamer der Sonnenwirkung. Auch ρ reagiert deshalb sehr rasch. Gegen Schluß der Dekade nimmt besonders das Gefälle der höheren Schicht an der Steigerung starken Anteil; es scheint der starke Überschuß positiver Ionen bereits in die höheren Luftschichten durch Konvektion vorgedrungen zu sein.

Am 5. 8. 7. war der Boden stark betaut und noch am Schlusse der Messungen feucht. Trotz sehr drückender Sonne ist an diesem Tage kein Ansteigen der ρ bemerklich (siehe Tabelle 19), obwohl der Barometerstand sich zuckend schwach nach aufwärts bewegte.

Tabelle 19.

Zeit	V_2	V_1	ρ	T	f	F	
8h30.a—8h40	207,9	110,4	+ 0,347	24,0	17,4	79	Sonne
8h40—8h50	234,3	119,6	+ 0,101	23,6	17,8	82	„ zum Teil sehr stark
8h50—9h	193,4	102,0	+ 0,288	24,0	18,8	85	„ schwächer, dann stark
9h —9h10	185,5	97,2	+ 0,240	25,1	19,2	81	„ stark
9h25—9h33	179,7	97,1	+ 0,390	24,5	18,3	80	„ meist stark
9h33—9h45	178,1	93,6	+ 0,245	25,8	18,1	73	„ etwas bedeckt, dann stark

Bei Cirrostratus 6 und Transparenz 7 herrschte sehr schwacher Ostwind.

Es ist hier nicht zu übersehen, daß die Bodenfeuchtigkeit die Erdkapillaren geschlossen hält und daß die zur Verdunstung nötige Wärmemenge die Erwärmung des an sich schwerer zu wärmenden nassen Bodens hindert.

Am 23. 7. 7 fiel die Barometerkurve um 7h30a. um 1 mm; 8h—12h war sie konstant. Bei Wind W_0, Transparenz 5, Ci 3 war unter stetem Sonnenschein ein starkes Anwachsen der ρ zu sehen. Als Cirri vor die Sonne getreten waren, fiel der Wert ρ etwas zurück. Der darauf sehr kräftig wieder eintretende Sonnenschein zeigte unverkennbaren Einfluß auf ρ, wie aus den einzelnen Messungen während des Beobachtens schon gesehen wurde. Die Blättchen hoben sich ganz bedeutend unter der Wirkung der drückenden Sonne. Bemerkt sei, daß auch hier, wie öfter an warmen Tagen, die Potentialdifferenz zwischen Bodenlampe L_0 und Erde sehr klein war. Die Dekadenwerte und die Einzelmessungen der eben erwähnten Dekade sind in Tabelle 20 gegeben.

Die nach der in Tabelle 20 ausführlich angegebenen Dekade gemessenen Werte von ρ sind (bei weniger starker Sonne) wieder schwächer, 0,491 bis 0,661, und zwar bei kaum fühlbarem Südwind S_0.

Der schon bei der ausführlich angegebenen Dekade wirkende schwache Südwind ist also nicht schuld an der Steigerung der ρ; es kann nur die Sonnenwirkung dafür herangezogen werden.

Tabelle 20.

Zeit	V_2	V_1	ρ	T	f	F	
8h 2—8h 8a.	206,8	111,2	+0,422	18,1	13,0	84	Ci 3, Transp. 5, W_0 ⊙
8h 8—8h 17	177,9	106,9	+0,970	18,7	13,4	84	Gras wird trocken
8h 17—8h 27	197,1	111,1	+0,676	17,6	12,3	82	⊙ teilw. und zeitw. von Ci verdeckt; Ci 4, SW_{0-1}
8h 27—8h 37	200,5	114,1	+0,746	18,5	13,0	82	Ci 3, Tr 5, S_0, Sonne sehr warm
8h 27—	182,0	102,7	+0,632	18,5	13,0	82	Einzelmessungen. Sonne bedeckt
	185,9	111,1	+1,053				Sonne offen
	191,1	108,0	+0,672				
	187,2	108,0	+0,778				Sonnenwirkung sehr stark; sehr warm
	187,2	110,0	+0,886				
	198,6	114,3	+0,810				
	208,1	118,2	+0,764				
	214,7	122,4	+0,837				
	225,0	125,0	+0,675				
—8h 37a.	225,0	120,8	+0,448				

Am 22. 5. 7 fällt die Barometerkurve von 8h a.—5h p. um 2,5 mm bei Wind E_{1-2}, Transparenz 8—7, Stratus 9, am Schlusse Nimbi. (Tabelle 21.)

Tabelle 21.

Zeit	V_2	V_1	ρ	T	f	F	
2h 53p.—3h 0	190,6	102,0	+0,362	23,0	10,6	51	Sonne offen
3h 10—3h 32	124,7	82,0	+1,063	22,0	9,6	49	„ „ Barometernase
3h 35—3h 50	183,2	102,8	+0,601	21,0	9,6	52	„ verdeckt
4h 3—4h 7	203,2	111,9	+0,558	20,8	10,2	56	„ „ Ni. im Westen, ferner Donner
4h 30—4h 40	193,6	108,9	+0,657	20,8	10,2	56	„ verdeckt, Ni. im Zenit und Süden, sonst Stratus

Die letzte Dekade gibt schon sehr schwankende Einzelwerte, mit plötzlichem Aufschnellen, um 4h 40 geht in weiter Ferne ein Blitz nieder.

Die Werte dieses Tages lassen sich nicht ganz durch den Luftdruckverlauf, wohl aber durch die Sonnenwirkung erklären.

Im Wintertypus sind solche Messungen bei wechselnder Sonnenintensität schwer durchzuführen, da das Verschwinden der Sonne so oft zu Bildung von Nebelschichten Anlaß gibt, die dann meist ein stark positives ρ und V vermitteln, aber zu Zeiten auch negatives Potentialgefälle hervorrufen.

Ein Beispiel solcher Unregelmäßigkeiten ist die Messung vom 12. 2. 6. Um 10h a. war noch Bewölkung 10 vorhanden, die sich bis 11h a. auf Bewölkung 5 reduziert hatte. Um 3h p. war bloß Ci Str. 3 vorhanden. Barometer langsam im Steigen, es lag leichter Nebel, Transparenz 4. Ehe die Sonne kam, gaben sich für L_{21} ($= L_2 - L_1$) und für L_{10} ($= L_1 - L_0$) minimale Werte. Um 11h wurde sicher negatives Potentialgefälle für einige Zeit konstatiert; es sprach sich deutlich beim Nähern des Kopfes an das isolierte Gehäuse, und beim Nähern von Siegellack an die Blättchen aus. Hiebei war Sonne vorhanden. Sonnenschein und Konvektion der Nebelluft ließ kurz nach 11h das Potentialgefälle V_1 und kurz darauf auch V_2 ins Positive umschlagen, und zwar zu mit meinem Elektroskop unmeßbaren Werten, $>$ 400 Volt für L_{21} und für L_{10}. Dabei war $V_{21} > V_{10}$ wie aus dem viel rascheren Anschlagen der Blättchen, die V_{21} maßen, erkannt wurde.

Um 1^h waren die V_{10} meßbar geworden, stiegen dann bei Verschwinden der Sonne wieder zur Grenze der Meßbarkeit. Bei Wiedererscheinen der Sonne wurden V_{21} und V_{10} meßbar (2^h p.—4^h p.) hatten aber hohe Werte, besonders V_{21}.

Bahnrauch um 4^h brachte V_{21} und V_{10} mit positivem Zeichen zum Anschlagen, hernach zeigte V_{21} bei schwacher Sonne (bis 5^h) Werte wechselnden Zeichens.

Die Unregelmäßigkeiten dieser Messungen zeigen, daß wegen Konvektion der Nebelmassen im Winter eine direkte Sonnenwirkung im Sinne der Sommermessungen nicht klargelegt werden kann, wenn sie in dieser Zeit überhaupt bestehen sollte, was nicht wahrscheinlich ist.

11. Wirkung der Sonnenstrahlung auf Ionenzahlen.

Ein Einfluß der Sonnenstrahlung auf die Ionenzahlen wurde direkt an den einzelnen Meßtagen nicht beobachtet. Die Einzelmessungen der E beanspruchten ja an sich je 10—12 Minuten, die Ermittlung eines Wertes Q also etwa 30 Minuten.

Jedoch war öfters zu bemerken, daß bei offener Sonne die E sich höher zeigten als bei bedeckter Sonne.

Größere E gingen häufig parallel mit kleinen V und umgekehrt.

Hingegen gaben sich bei sehr starker Sonnenwirkung, wie sie an schwülen Tagen auftrat, meist große V mit enorm gesteigerten ρ und zugleich waren die E, Q, wenn sie auch nicht auffällig groß waren, doch nicht gerade klein zu nennen.

12. Einfluß der Bewölkung auf Potentialgefälle und Dichte.

Zu weiterer Klarlegung des Einflusses der Sonnenbedeckung sei in Tabelle 22 ein Vergleich der Potentialgrößen und der Dichte mit der Bewölkung gegeben für die vom 18.3.6 bis 19.8.7 erhaltenen Sommerwerte (mit Weglassung einiger Werte vor Gewittern).

Tabelle 22.

Bewölkung	V_2		V_1		ρ	
0	300	387	165	387	+ 0,782	387
1	266	235	141	255	+ 0,784	235
2	222	93	125	93	+ 0,562	93
3	242	313	135	313	+ 0,675	313
4	272	117	149	117	+ 0,627	117
5	220	135	116	135	+ 0,356	135
6	228	220	122	220	+ 0,444	220
7	207	180	109	180	+ 0,450	180
8	220	106	119	106	+ 0,493	106
9	168	86	90	86	+ 0,326	86
10	304	60	162	60	+ 0,405	60

Diese Werte zeigen für zunehmende Bewölkung Abnahme der Größe ρ, was wesentlich auf die Sonnenwirkung zurückgeführt werden muß. Die Weglassung der zwar bei größerer Bedeckung (5—10) aber doch bei Sonnenschein erhaltenen Werte ergäbe für die Bedeckungen 5—10 zum Teil noch weit kleinere ρ (und auch V_1) als sie in voriger Tabelle 22 erhalten wurden. Ebenso ergäbe bei den Bedeckungen 1—3 die Weglassung der unter Sonnenbedeckung erhaltenen Werte etwas größere ρ, wie das aus der Tabelle 23 entnommen werden kann.

Tabelle 23.

Bewölkung	V_2		V_1		ρ		
0	300	387	165	387	+ 0,782	387	hiebei stets Sonne offen
1	249	182	152	202	+ 0,788	182	
2	233	80	127	80	+ 0,604	80	
3	245	265	136	265	+ 0,705	265	
4	274	87	149	87	+ 0,512	87	
5	202	97	108	97	+ 0,322	97	hiebei stets Sonne verdeckt
6	228	110	121	110	+ 0,422	110	
7	189	90	99	90	+ 0,275	90	
8	202	76	107	76	+ 0,244	76	
9	171	66	89	66	+ 0,209	66	
10	304	60	162	60	+ 0,405	60	

Die V scheinen mit zunehmender Bewölkung abzunehmen, doch spricht sich dies nicht deutlich genug aus.

Eine Zusammenfassung aller obigen Werte der Tabelle 23, je nach Sonnenschein oder Sonnenbedeckung, gibt folgende Tabelle 24.

Tabelle 24.

	V_2		V_1		ρ	
Sonnenschein	259,8	1289	142,3	1307	+ 0,697	1289
Sonnenbedeckung	227,8	643	121,3	643	+ 0,400	643

Dabei ist zu bemerken, daß auch Cirri zu den Bedeckungen gezählt worden sind, die wegen ihrer Feinheit die direkte Sonnenwirkung nur zu schwächen, nicht aber ganz aufzuheben vermochten.

Soferne man eine Zusammenstellung der Winterwerte nach dem Grade der Bewölkung überhaupt mit der Zusammenstellung für den Sommertypus vergleichen kann (wegen der negativen Werte der ρ), so widerspricht sie jener durchaus nicht.

Bei niedrigen Bewölkungsgraden, also heiterem Himmel, nimmt der absolute Wert der negativen ρ ab, ebenso verschiebt sich auch, wie die Tabelle 25 zeigt, die Anzahl der negativen ρ zu Gunsten der Anzahl der positiven.

Tabelle 25.

Bewölkung	V_2		V_1		Zahl der $\rho -$	Zahl der $\rho +$	ρ	
0—4	211,7	280	192,0	280	199	79	— 0,532	228
5—10	221,9	203	194,9	203	163	39	— 0,730	202

Eine den Tabellen 23 und 24 entsprechende Trennung ist hier unterlassen, da ohnehin mehr als die Hälfte der Messungen bei heiterem und trübem Wetter je auf Bewölkung 0 bezw. Bewölkung 10 fallen, so daß die Gruppen Bewölkung 0—4 und 5—10 als Messungen bei Sonnenschein bezw. bei Sonnenbedeckung betrachtet werden können.

13. Einfluß der Bewölkung auf die Ionenzahlen.

Die Messungen mit den Ionenzählern A und L sind in Tabelle 26 mit Ausschluß aller Winterwerte, das ist der Messungen im Januar, Februar, März sowie auch der Messungen im November und Dezember, die auch bei Winterwetter, also in erster Linie bei Frost und gefrornem Boden gemacht wurden, zu einer Zusammenstellung nach Bewölkungsgraden vereinigt.

Man sieht im einzelnen und besonders deutlich aus der Anordnung in Gruppen, Bewölkung 0—4 und Bewölkung 5—10, daß den geringen Bewölkungen höhere E entsprechen als den stärkeren Bewölkungen.

Die p und die Q sind dagegen bei den stärkeren Bewölkungen größer als bei den geringeren Bewölkungen.

Neben den $p = \frac{1}{n} \Sigma \frac{E_+}{E_-}$ sind in der Tabelle auch die $p' = \frac{\Sigma E_+}{\Sigma E_-}$ angegeben, die natürlich kleinere Werte zeigen, aber doch den Charakter des Bildes nicht ändern.

Tabelle 26.

Bewölkung	E+		E−		Q+		Q−		Q		p		p'
0	0,463	48	0,425	53	0,168	26	0,126	23	+0,030	49	1,15	49	1,09
1	0,507	23	0,428	20	0,234	15	0,133	7	+0,117	22	1,85	22	1,13
2	0,658	19	0,497	18	0,242	14	0,070	6	+0,149	20	1,39	20	1,32
3	0,471	29	0,399	27	0,175	26	0,100	9	+0,104	35	1,39	35	1,18
4	0,654	31	0,467	32	0,256	28	0,138	6	+0,186	34	1,54	33	1,40
5	0,507	17	0,366	20	0,253	15	0,147	3	+0,186	18	2,24	19	1,38
6	0,438	16	0,308	16	0,169	16	0,143	3	+0,120	19	1,78	19	1,42
7	0,529	19	0,416	18	0,184	12	0,107	6	+0,088	18	1,48	18	1,27
8	0,442	23	0,320	21	0,196	16	0,079	3	+0,152	19	1,73	19	1,38
9	0,479	9	0,448	5	0,180	8	—	—	+0,180	8	1,82	8	1,07
10	0,362	11	0,257	9	0,171	7	0,075	4	+0,082	11	1,89	12	1,41
0—4	0,535	150	0,439	150	0,218	109	0,117	51	+0,106	160	1,41	159	1,22
5—10	0,465	95	0,348	89	0,196	74	0,108	19	+0,134	93	1,82	95	1,34
0—10	0,508	245	0,405	239	0,205	183	0,115	70	+0,116	253	1,57	254	1,25

In Tabelle 27 sind die Werte dieser Bewölkungstabelle 26 etwas modifiziert, insoferne dort, entsprechend Tabelle 23 (S. 53), bei den Bewölkungen 0—4 alle jene Werte weggelassen sind, die bei Sonnenbedeckung erhalten worden sind, während bei den Bewölkungsgraden 5—10 nur jene Werte berücksichtigt sind, die bei Sonnenbedeckung erhalten wurden.

Tabelle 27.

Bewölkung	E+		E−		Q+		Q−		Q		p		p'
0	0,463	48	0,425	53	0,168	26	0,126	23	+0,030	49	1,15	49	1,09
1	0,522	20	0,438	19	0,242	14	0,133	7	+0,117	21	1,87	21	1,19
2	0,675	17	0,502	17	0,248	13	0,070	6	+0,148	19	1,35	18	1,34
3	0,476	28	0,407	26	0,181	25	0,100	9	+0,107	35	1,40	34	1,17
4	0,719	24	0,546	25	0,268	22	0,147	5	+0,191	27	1,51	27	1,31
5	0,439	3	0,380	3	0,137	2	0,095	1	+0,059	3	1,20	3	1,15
6	0,431	8	0,285	10	0,151	10	—	—	+0,151	10	1,55	11	1,51
7	0,617	7	0,431	8	0,255	6	0,094	3	+0,139	9	1,92	7	1,43
8	0,474	19	0,326	17	0,208	13	0,023	1	+0,192	14	1,70	14	1,45
9	0,482	7	0,530	4	0,137	7	—	—	+0,137	7	1,35	7	0,91
10	0,362	11	0,257	9	0,171	7	0,075	4	+0,082	11	1,89	12	1,41
0—4	0,545	137	0,454	140	0,214	100	0,118	50	+0,103	150	1,40	149	1,20
5—10	0,464	55	0,342	51	0,184	38	0,080	5	+0,153	43	1,67	54	1,36
0—10	0,522	192	0,432	191	0,206	138	0,114	55	+0,115	193	1,48	203	1,21

Es zeigen sich bei den Bewölkungsgraden 0—4 größere E, bei den stärkeren Bewölkungen aber sind die E nur zum Teil kleiner als in Tabelle 26. In den zusammenfassenden Zeilen der Tabellen 26 und 27 zeigt sich, daß die Bewölkungen 0—4 zusammen in Tabelle 27 größere, die Bewölkungen 5—10 zusammen etwas kleinere E geben als in Tabelle 26. Daß der Unterschied nicht stärker hervortritt, ist wohl auch darin begründet, daß die niederen Bewölkungsgrade meist mit Sonnenschein, die höheren meist mit Sonnenbedeckung an sich schon verbunden waren.

Die p, p' und Q zeigen in Tabelle 27 kein wesentlich anderes Bild als in Tabelle 26.

Die Anordnung der Winterwerte (Januar, Februar, März sowie Winterwerte aus November und Dezember in Tabelle 28 zeigt ebenfalls für geringere Bewölkungsgrade größere Werte für E, aber im Gegensatz zum Sommertypus (Tabelle 26, S. 54) auch größere Q und p.

Während die Werte der E des Wintertypus nicht wesentlich gegen die Sommerwerte verschieden sind, sind die Q und damit auch die p durchgehends im Winter kleiner als sie sich im Sommer ergeben haben.

Tabelle 28.

Bewölkung	E+		E−		Q+		Q −		Q		p		p'
0	0,538	130	0,436	135	0,155	117	0,164	45	+ 0,066	162	1,47	162	1,23
1	0,377	27	0,342	18	0,092	23	0,079	11	+ 0,036	34	1,17	31	1,10
2	0,467	17	0,415	22	0,132	17	0,071	9	+ 0,062	26	1,19	26	1,12
3	0,627	21	0,388	20	0,195	21	0,095	6	+ 0,130	27	1,62	26	1,61
4	0,439	20	0,392	18	0,149	15	0,098	4	+ 0,098	19	1,54	19	1,12
5	0,710	3	0,484	10	0,124	10	0,008	1	+ 0,112	11	1,35	11	1,47
6	0,529	14	0,380	19	0,149	19	0,065	4	+ 0,112	23	1,29	23	1,39
7	0,531	26	0,326	16	0,164	18	0,105	9	+ 0,075	27	1,27	27	1,63
8	0,408	25	0,413	22	0,145	19	0,101	9	+ 0,066	28	1,22	29	0,99
9	0,536	26	0,451	31	0,223	24	0,153	5	+ 0,158	29	1,60	30	1,19
10	0,322	68	0,322	62	0,113	46	0,134	32	+ 0,012	78	1,21	80	1,00
0—4	0,512	215	0,420	213	0,149	193	0,131	75	+ 0,071	268	1,43	264	1,22
5—10	0,428	162	0,377	160	0,149	136	0,120	60	+ 0,067	196	1,29	200	1,13
0—10	0,476	377	0,401	373	0,150	329	0,126	135	+ 0,069	464	1,37	464	1,19

Eine Trennung der Werte entsprechend Tabelle 27 nach Gruppen mit offener Sonne und Gruppen mit bedeckter Sonne war hier nicht tunlich, da ja die Messungen bei Bewölkung 0 und bei Bewölkung 10 an sich schon die Hälfte aller in Tabelle 28 verwendeten Messungen ausmachen und zudem, auch bei höheren Bewölkungsgraden, meist bei Sonnenschein gemessen wurde, da im Winter bedeckte Sonne meist auch zu den Messungen nicht geeignetes Wetter mit sich bringt, weil mit dem Verschwinden der Sonne die Nebelbildung mit all ihren Störungen in stärkerem Maße auftritt.

Da der besonders im Januar öfters auftretende Südwind (Bergwind) meist sehr große Ionenzahlen E und besonders große Q und p im Gefolge hatte, sei, um den Einfluß der Bewölkung unabhängig von diesem Faktor zu erhalten, in Tabelle 29 eine Zusammenstellung der Werte der Tabelle 28 gegeben, die diese bei Südwind erhaltenen Werte nicht enthält.

Hier zeigt sich (Tabelle 29), wie in Tabelle 28, aber in größerem Maße, daß geringer Bewölkung hohe E entsprechen, aber auch niedrige Q und p.

Tabelle 29.

Bewölkung	E+		E−		Q+		Q−		Q		p		p'
0	0,543	120	0,435	129	0,158	109	0,169	43	+ 0,065	152	1,48	152	1,25
1	0,333	23	0,319	16	0,082	17	0,079	11	+ 0,022	28	1,15	25	1,04
2	0,467	17	0,420	20	0,120	15	0,071	9	+ 0,048	24	1,15	24	1,11
3	0,577	17	0,388	20	0,194	18	0,095	6	+ 0,122	24	1,63	23	1,48
4	0,439	16	0,392	18	0,149	15	0,098	4	+ 0,098	19	1,54	19	1,12
5	0,522	2	0,264	5	0,104	5	—	—	+ 0,104	5	1,41	5	1,98
6	0,451	8	0,354	17	0,143	12	0,065	4	+ 0,091	16	1,25	16	1,27
7	0,417	16	0,319	12	0,124	9	0,107	8	+ 0,015	17	1,17	17	1,30
8	0,401	23	0,368	18	0,134	15	0,101	9	+ 0,046	24	1,18	25	1,09
9	0,502	24	0,458	27	0,139	18	0,153	5	+ 0,076	23	1,45	24	1,09
10	0,316	66	0,320	60	0,117	43	0,134	32	+ 0,010	75	1,21	77	0,99
0—4	0,506	193	0,416	203	0,151	174	0,133	73	+ 0,067	247	1,43	243	1,22
5—10	0,385	139	0,355	139	0,126	102	0,070	58	+ 0,036	160	1,25	164	1,08
0—10	0,456	332	0,391	342	0,142	276	0,105	131	+ 0,055	407	1,36	407	1,17

Ebenso deutlich sieht man, daß auch bei geringer Bewölkung sehr kleine Q auftreten, wie auch die p hier kleiner sind als in Tabelle 28 (und natürlich auch klein gegenüber den Sommerwerten). Während die p' im Sommer und Winter bei Bewölkungen 0—4 einen Mittelwert 1,22 geben, sind sie bei starker Bewölkung im Sommer größer, im Winter kleiner als dieser Wert.

14. Einfluß der Temperatur auf Potentialgefälle und Dichte.

Hängt so die Dichte der atmosphärischen Elektrizität am Boden wesentlich von der Sonnenintensität ab, so muß sie natürlich auch in der Lufttemperatur, die ja wieder von der Sonnenstrahlung abhängt, ihren funktionellen Ausdruck finden, wie das ja eigentlich schon oben bei den Monatsmitteln der ρ (siehe Tabelle 8, S. 37) zu sehen war.

Jedoch enttäuscht in dieser Hinsicht die in Tabelle 30 gegebene Temperaturaufstellung der Sommermonate nach den bei jeder Dekade gemachten Ablesungen am beschatteten, trockenen Thermometer des am Beobachtungsplatze auf dem Boden stehenden Augustpsychrometers.

Während die ρ sich regellos gruppieren, ist bei den V nicht zu verkennen, daß sie, von zwei Sprüngen abgesehen, sich bei wechselnder Temperatur so ziemlich konstant verhalten. Abzusehen ist natürlich auch von den Messungen unter 10°, die, im kalten Mai 1906 gemessen, noch halb zum Wintertypus zu zählen wären.

Tabelle 30.

Temperatur	V_2		V_1		ρ	
0°—4,9°	366,6	50	196,4	50	+ 0,707	50
5°—9,9	319,9	170	171,5	170	+ 0,622	170
10°—14,9	215,3	80	116,8	80	+ 0,558	80
15°—15,9	214,8	100	117,5	100	+ 0,545	100
16°—16,9	204,3	70	115,5	70	+ 0,720	70
17°—17,9	275,6	130	154,1	130	+ 0,879	130
18°—18,9	224,6	180	126,6	180	+ 0,759	180
19°—19,9	227,2	230	126,7	230	+ 0,730	230
20°—20,9	226,2	210	124,1	210	+ 0,593	210
21°—21,9	223,2	100	122,1	100	+ 0,563	100
22°—22,9	280,6	120	153,8	120	+ 0,728	120
23°—23,9	243,5	70	130,7	70	+ 0,482	70
24°—24,9	229,7	90	124,2	90	+ 0,504	90
25°—25,9	226,0	90	120,5	90	+ 0,402	90
26°—30°	213,8	180	118,6	180	+ 0,630	180

Es ist eben bei dieser Zusammenstellung nach der Temperatur nicht zu vergessen, daß es nicht die Lufttemperatur an sich ist, mit der die freie Raumdichte ρ zunimmt, daß die Zunahme von ρ vielmehr eine rasche Steigerung der Lufttemperatur zur Voraussetzung hat, was wieder durch starke Erwärmung der obersten Bodenschichten verursacht wird, wodurch die emanationsreiche bezw. positiv geladene Bodenluft zum Austritt gezwungen wird.

Wenn sich auch die Beobachtung aufdrängte, daß gerade dann, wenn die Kurve des selbstregistrierenden Thermometers große Tagesschwankungen aufwies, ρ gerne große Werte zeigte, so gelang es mir doch nicht, den vermuteten Parallelismus der elektrischen Dichte mit dem Temperaturgefälle nachzuweisen. Oft nahmen die ρ erst dann stark zu, wenn die Temperatur schon wieder im Sinken war. Ich denke, daß sich dieser Zusammenhang wegen der Heterogenität meines Beobachtungsmaterials und weil jenes Thermometer nicht am Beobachtungsplatze selbst, sondern mitten im Orte sich befand, nicht explizit nachweisen läßt.

Immerhin zeigte sich häufig bei ansteigender Temperatur (am Meßplatz auf dem Boden abgelesen), die natürlich wesentlich identisch ist mit starker Sonnentätigkeit, auch ein starkes Ansteigen der ρ.

So gab sich am 18.3.6 bei nicht gefrorenem Boden ein starker Temperaturanstieg (von 10^h a. bis 11^h a. um $3{,}5^0$) und dementsprechend auch sehr große Werte für ρ. Freilich ist auch das Barometer an diesem Tage stark im Fallen (von 8^h a. bis 6^h p. um 6 mm), die Bewölkung ist Null, Transparenz 6, Wind SE_{1-2}. Die Tabelle 31 zeigt die Verhältnisse dieses Tages.

Tabelle 31.

Zeit	V_2	V_1	ρ	Temp.	f	F
9h15—9h30a.	387	203	+ 0,513	10,9°	3,5	37
9h30—9h50	428	230	+ 0,864	12,4°	3,4	31
9h50—10h20	416	215	+ 0,378	12,7°	3,0	27
10h20—11h	470	257	+ 1,188	14,5°	3,2	27
11h —11h20	434	250	+ 1,782	16,2°	3,1	22

Es sind hiebei stets fünf Werte ρ zu einem Mittel zusammengefaßt. Wenn auch das Barometer ständig im Fallen war, möchte ich doch hier die Temperatur in erster Linie für den Gang der ρ verantwortlich machen, Die ρ schließen sich im Gange ganz gut an die Temperaturwerte an.

Am 2.7.6 ergaben sich bei Bewölkung 0, Transparenz 4 und Wind E_{1-2}, folgende Dekadenwerte (Tabelle 32).

Tabelle 32.

Zeit	V_2	V_1	ρ	T	f	F	
9h8a—9h35a.	265,8	144,5	+ 0,628	16,3	10,2	73	Barometer konstant. Stets Sonne
9h40—10h11	262,3	142,4	+ 0,608	18,1	10,1	65	
10h12—10h45	218,5	125,8	+ 0,894	18,7	10,5	66	
10h45—11h12	240,6	135,1	+ 0,798	19,0	10,6	64	Sonne teilweise bedeckt mit Temp.-Rückfall auf 18,6°, dann Anstieg auf 19,3°
11h12—11h39	209,4	123,2	+ 1,000	20,3	11,0	63	Bisher Barometer konstant mit etwas Zucken
11h40—4h10	202,9	120,8	+ 1,045	21,1	10,5	57	Barometerkurve sinkt 1 mm von 2h.—4h p.
4h15—5h15	191,1	117,0	+ 1,156	20,6	10,5	58	Bahnrauch brachte einige Störung; deshalb ausgesetzt während dieser Dekade

An diesem Tage ist auffällig, daß trotz der zunehmenden Werte die Potentialdifferenz zwischen Bodenlampe L_0 und Erdboden sehr gering ist.

Am 10.6.7 war bei Transparenz 6 und Wind S_{1-2} und E_1, Bewölkung 0, die Barometerkurve horizontal. Es lag anfangs noch Tau, die Wirkung der Sonne machte sich recht stark fühlbar. Die Dekadenwerte sind in nachfolgender Tabelle 33 gegeben.

Tabelle 33.

Zeit	V_2	V_1	ρ	T	f	F	
8h18—8h22 a.	282,0	151,7	+ 0,578	18,4°	10,8	68	S_1, Tau, starke Sonne. Trsp. 6, Bew. 0
8h25—8h30	274,2	147,9	+ 0,582	19,7°	12,5	73	
8h33—8h38	265,2	143,8	+ 0,634	20,2°	12,9	74	SE_1
8h40—8h51	229,8	126,5	+ 0,629	20,7°	13,2	73	E_2, dann S_1
8h57—9h10	223,2	121,8	+ 0,552	21,7°	14,0	73	SE_2, dann E_2
9h10—9h15	253,6	143,4	+ 0,894	21,5°	13,5	71	SE_1
9h20—9h31 a.	311,0	170,6	+ 0,815	22,0°	13,7	70	SE_1, Transp. 6, Bew. 0

Für die in der Tabelle zutage tretende Steigerung der ρ mache ich nur die sehr starke Sonnenwirkung verantwortlich. Die Weichheit des 2 m-Stabes zwang zum Aufhören der Messungen dieses Tages.

Am 25. 5. 7 und 26. 5. 7 war der Verlauf der Barometerkurve ganz horizontal bis nachmittags am 26. 5. 7. Dabei war am 26. 5. 7 vormittags unter Wind E_1 und Transparenz 6 bei Bewölkung Cirri 1 die Wirkung der Sonne so intensiv, daß schon nach zwei Meßdekaden wegen Weichheit der Stäbe die Messung eingestellt werden mußte. Die zwei erhaltenen Dekadenwerte für ρ (Tabelle 34) schreibe ich nur der intensiven Sonnenstrahlung zu. Nachmittags 2^h setzen starke Gewitter ein, die die ganze Nacht hindurch andauern. Um 11^h war im Süden schon ein Ansatz zu Cumuli bemerkbar, doch wurden diese erst nach 12^h umfangreicher.

Tabelle 34.

Zeit	V_2	V_1	ρ	T	f	F
10^h10 a.—10^h20	171,7	103,4	+ 0,949	26,7	16,2	63
10^h25—10^h40	159,9	99,8	+ 1,070	27,1	16,2	61

Am 12. 8. 7 war das Barometer konstant, die ruhig horizontal verlaufende Kurve zuckt nur von 8^h10—8^h30 etwas nach oben.

Die Temperaturkurve ging besonders stark aufwärts. Bei Beginn der Messungen lag noch Tau. Die in Tabelle 35 angegebenen Dekaden dieses Tages zeigen ein starkes Ansteigen der ρ unter der starken Wirkung der Sonne; als die Sonne endlich schwächer wurde, gingen auch die ρ zu etwas kleineren Werten zurück.

Tabelle 35.

Zeit	V_2	V_1	ρ	T	f	F	
8^h9—8^h20a.	396,4	206,9	+ 0,469	19,5	13,8	82	Ci Cu_1 im Süden; erst W_0, dann S_0. Transp. 5; noch Tau; Sonne
8^h20—8^h40	324,5	174,6	+ 0,667	20,5	14,6	82	Cu_2 im Süd. u. Ost. Wind S_0, Sonne
8^h40—8^h48	427,6	232,5	+ 1,011	22,0	16,0	81	Cu_3 im Süd. S_0—$_1$ Sonne; Transp. 5
8^h48—9^h0	409,8	228,1	+ 1,251	22,0	16,2	82	Cu_3 i. Süd. u. Ost., S_0, Sonne; Transp. 5
9^h0—9^h25	404,4	217,1	+ 0,805	23,2	16,8	80	Cu_3 im Süd und Ost. Sonne wird schwächer. Wind E_0, Transp. 5
9^h25—10^ha.	409,7	220,4	+ 0,839	22,0	15,3	78	Cu_4 Sonne, E_1, Transp. 4

Daß auch bei sehr starker Sonne die ρ kleine Werte haben können, zeigt, wohl nur infolge des Taus, die Messung vom 5. 8. 7.

Es lag starker Tau am Boden, noch bei Schluß der Messungen war der Boden stark feucht trotz zum Teil sehr drückender Sonne. Die Barometerkurve war horizontal, aber bewegt, von 6^ha.—4^hp.; erst 4^hp.—6^hp. fiel sie um 1 mm. Die Werte des Tages sind aus Tabelle 36 zu ersehen.

Tabelle 36.

Zeit	V_2	V_1	ρ	T	f	F	
8^h30—8^h40a.	207,9	110,4	+ 0,347	24,0	17,4	79	Ci Str. 6, Transp. 7; E_0, Sonne stark, dann schwächer
8^h40—8^h50	234,3	119,6	+ 0,101	23,6	17,8	82	Sonne wird stärker
8^h50—9^h0	193,4	102,0	+ 0,288	24,0	18,8	85	⊙ erst schwächer, dann stark, zum Schlusse sehr stark. Ci 6
9^h0—9^h10	185,5	97,2	+ 0,240	25,1	19,2	81	⊙ ziemlich stark; nach dieser Dekade ausgesetzt, weil Stab 2 m zu weich
9^h25—9^h32	179,7	97,1	+ 0,390	24,5	18,3	80	⊙ schwach, dann stark; Ci 7, Transp. 7, SE_1
9^h33—9^h45	178,1	93,6	+ 0,245	25,8	18,1	73	⊙ erst bedeckt (Ci 7) dann stark

Die in diesen einzelnen Messungen sich zeigende Wirkung der steigenden Temperatur auf die Werte V und ρ läßt sich auch in einer Zusammenstellung sämtlicher Werte V und ρ des Sommertypus nach steigender, konstanter und fallender Temperatur deutlich erkennen, wie sie am Beobachtungsplatze selbst an dem trockenen, beschatteten Thermometer des auf dem Rasen stehenden Augustpsychrometers bei jeder Dekade abgelesen wurde.

Tabelle 37 zeigt, daß der steigenden Temperatur auch im Mittel die größeren Werte ρ zukommen.

Tabelle 37.

	V_2		V_1		ρ	
		n		n		n
Temperatur steigt	249,12	800	137,40	800	+ 0,693	800
„ konstant	235,53	573	127,21	573	+ 0,510	573
„ fällt	253,64	523	138,16	523	+ 0,612	523

In dieser Zusammenstellung sei noch erwähnt, daß bei fallender Temperatur, abends bei Sonnenuntergang und großen Feuchtigkeitsprozenten die ρ oft ganz bedeutend hinaufschnellen, was wohl der Einwirkung von Dunstschichten (die Feuchtigkeit nimmt hiebei rasch zu) zuzuschreiben ist, die die positiven Ionen in den unteren Luftschichten festlagern. (Es wurde sehr darauf geachtet, daß nicht ein Beschlag der Stäbe das Ergebnis trübe.)

Nicht unerwähnt sei auch, daß plötzlicher Temperaturabfall nach Sonnenbedeckung mehrere Male noch eine Weile ein Ansteigen der Werte ρ ergab, wohl eine Nachwirkung der vorhergehenden intensiven Sonnenwirkung auf die hier eigentlich in Frage kommende Bodenwärme.

Die Anordnung der im ersten Quartal 1906 (Wintertypus) erhaltenen ρ nach Temperaturgruppen in Tabelle 38 zeigt, abgesehen von den Werten unter Null, Abnahme der negativen ρ mit wachsender Temperatur und zwar der Größe nach, wie auch der Zahl nach im Verhältnis zu den positiven ρ.

Nur bei den höchsten Temperaturen kommen positive Gesamt-ρ zum Vorschein.

Tabelle 38.

Temperatur	$\rho-$		$\rho+$		ρ		$\frac{n-}{n+}$
		$n-$		$n+$		n	
$< 0^0$	0,915	130	0,788	66	— 0,328	196	1,97
0^0—$4{,}9^0$	1,239	151	1,270	36	— 0,756	187	4,19
5^0—$9{,}9^0$	0,943	285	0,419	95	— 0,603	380	3,00
10^0—$14{,}9^0$	0,667	62	0,655	53	— 0,058	115	1,17
15^0—17^0	0,292	15	0,352	20	+ 0,076	35	0,75

Es ist hiebei zu bemerken, daß besonders bei niedrigen Temperaturen mehrmals durch Nebelschichten, die sich von oben her senkten, ganz bedeutende positive Werte von ρ, unmittelbar nachdem man vorher negative ρ gemessen hatte, auftraten.

So ergaben sich am 25. 2. 6 (bei Bewölkung 0, Wind E_1 und Transparenz 4, Temperatur zirka $3{,}6^0$, aber gefrornem Boden, Feuchtigkeit 55%, Wassergehalt 3,5 g) von $2^h 50$ p.—$3^h 25$ nur negative Werte ρ, im Mittel $\rho = -0{,}902$ (15 Messungen). $3^h 30$—4^h hatte sich Nebeldunst über dem Felde gelagert, wobei es kalt wurde (Temperatur $2{,}8^0$, Feuchtigkeit 59%); während dessen gaben sich nur stark positive Werte ρ, im Mittel $\rho = +2{,}074$ (12 Messungen). Um 4^h verzog sich bei fortwährend sinkender Temperatur der Nebel wieder; von 4^h—$5^h 20$ gaben sich dann fast nur negative ρ, im Mittel $\rho = -0{,}839$ (35 Messungen). $5^h 20$ trat wieder Nebel auf bei Windstille (Temperatur $0{,}7^0$) und damit wieder positive ρ, im Mittel $\rho = +1{,}966$ (6 Messungen). Der Nebel hob sich dann, so daß er 3 m über Boden als deutliche Schicht wahrgenommen werden konnte, und damit sank ρ auf den Wert $\rho = -0{,}391$ (2 Messungen).

Auch Rauch gab zu stark positiven ρ (und andererseits zu sehr kleinen V) Veranlassung. Wenn in zirka 200 m Entfernung der Bahnzug vorüberfuhr, mußte die Messung stets unterbrochen werden, da die V plötzlich weit zurückgingen, V_2 von 250 Volt auf 100 Volt (hie und da stiegen die Blättchen dann auch bis zum Anschlagen auf). Dabei war die Rauchentwicklung öfter mit den Sinnen kaum wahrzunehmen und doch die Wirkung so groß.

Hiedurch sind die ρ der Tabelle 38 bei Temperaturen unter Null beeinflußt. Stark negative ρ wurden außer bei Nebelschichten in höheren Lagen auch nach Schneefall und dann, wenn es in den Bergen schneite, erhalten.

Der Vollständigkeit halber seien auch die V des Winters nach der Temperatur gruppiert, die (siehe Tabelle 39) ganz und gar den gleichen Gang zeigen, wie die in Tabelle 38 angegebenen positiven ρ. Auch die aus den Mitteln der V direkt errechneten ρ, die in dieser Tabelle 39 beigesetzt sind, sagen nichts anderes als oben (Tabelle 38) aus den Mitteln der einzelnen ρ geschlossen worden ist.

Tabelle 39.

Temperatur	V_2	n	V_1	n	ρ
$< 0^0$	339,5	113	190,4	113	— 0,503
0^0—$4{,}9^0$	446,5	149	210,7	149	— 0,679
5^0—$9{,}9^0$	372,9	225	175,9	225	— 0,571
10^0—$14{,}9^0$	423,3	60	209,8	60	— 0,100
$> 15^0$	341,2	19	170,7	19	+ 0,073

Die Temperatur der Luft ist nach dem vorhergehenden nicht primär für die Ionisierung der Atmosphäre von Bedeutung; insoferne jedoch die Temperatur der Luftschichten in erster Linie durch die besonders im Sommer weit höhere Tagesamplituden erreichende Bodenwärme veranlaßt wird, spiegeln sich in ihr, wenn auch abgeschwächt, die Einflüsse der Bodentemperatur auf die luftelektrischen Verhältnisse wieder. In Figur 27 (Taf. IV) sind die V und die ρ in Kurven dargestellt, mit den Graden der Schattentemperatur der dicht am Boden liegenden Luftschicht als Abszissen. Der Gang dieser Kurve stimmt bei den niederen Temperaturen so ziemlich überein mit der von Zölß[1]) hiefür aufgestellten Kurve, während die höheren Temperaturen bei mir mehr Konstanz der V aufweisen, wie schon oben Seite 56 in Tabelle 30 gesagt ist. Die gleichmäßige Abnahme der Kurve bei Zölß rührt wohl daher, daß dort Winter- und Sommerwerte vereinigt sind, so daß die niederen Temperaturen, weil mehr Winterwerte, natürlich höhere V aufweisen als die Sommerwerte der höheren Temperaturen. Zölß bemerkt übrigens, der Verlauf der V mit der Temperatur bestätige die Theorien, die durch gesteigerte Insolation eine Erhöhung der Leitfähigkeit und Abnahme des Potentialgefälles verlangen. Es kann nicht übersehen werden, daß die Dichte ρ in Figur 27 die Bewegungen der V fast vollständig mitmacht. Es ist das ein Beweis dafür, daß V und ρ in innigem Zusammenhang stehen. Und zwar weist die gleichartige Zunahme beider Größen, wie sie auch bei plötzlicher Steigerung der Sonnenintensität nach Bedeckungen beobachtet wurde, darauf hin, daß ρ wesentlich durch schwer bewegliche, molisierte Ionen gesteigert wurde, welche die Leitfähigkeit nicht wesentlich verändern und damit auch V nicht herabdrücken können, so daß nur die durch vermehrte Raumdichte hervorgerufene größere Spannung zum Ausdrucke kommt.

Dieselbe Erklärung gilt wohl auch für die in den Kurven von Zölß[2]) (Seite 1418, 1419) fast durchweg auftretende Erscheinung, die auch bei meinen Messungen sich oft aufgedrängt hat, daß das Potentialgefälle in den Morgenstunden um die Zeit des Sonnenaufgangs herum trotz der Zunahme der Temperatur eine ganz intensive Steigerung aufweist, wofür die Erklärung

[1]) B. Zölß, Sitz.-Ber. Wien. Ak. 112, IIa, 1431, 1903.
[2]) Zölß, Sitz.-Ber. Wien. Ak. 112, IIa, 1418, 1903.

durch zunehmende Feuchtigkeit entschieden unzureichend ist. Vielleicht stehen auch die Sprungmaxima,[1]) bei denen freilich intensive Konvektion mitwirkt, dieser Erscheinung nicht allzuferne. Im Gegensatz dazu steht die auch sonst anerkannte Tatsache, daß im Vormittag die V sinken, während die Temperatur steigt, wie man ja im allgemeinen zu dem Satze kommt, daß die V mit steigender Temperatur abnehmen.[2]) Die Erklärung dafür ist wohl einerseits in der gesteigerten Konvektionswirkung zu suchen, andererseits darin, daß bei trockenem Boden mehr normale Ionen als sonst aus dem Boden kommen, wodurch die Leitfähigkeit gesteigert und V herabgedrückt wird. Der hier erwähnte Gegensatz ist wohl auch Veranlassung zu der Bemerkung Zölß' (l. c.), daß die Temperatur, das ist die Sonnenstrahlung, wohl die jährliche, nicht aber die tägliche Schwankung der Gefällswerte zu erklären vermöge.

Ein Einfluß der Temperaturhöhe selbst kann aus Figur 27, Taf. IV wie aus Tabelle 30, S. 56, schon aus dem Grunde nicht zutage treten, weil, wie schon erwähnt, die Hauptursache der Ionisierung der Atmosphäre, die Bodenatmung, nicht durch die Temperaturhöhe, sondern durch die Temperaturschwankungen, also die Schwankungen der Bodentemperatur, reguliert wird. Nur zeigen die hohen Werte der V bei niederen Temperaturen, wie sie in der Kurve von Zölß und bei mir in Figur 27, vorkommen, daß eben bei diesen niederen Temperaturen winterlichen Charakters die Bodenatmung nicht oder nicht richtig funktioniert.

15. Einfluß der Temperatur auf die Ionenzahlen E, Q, p.

Die Zusammenstellung der Sonnenwerte nach den Graden des am Boden befindlichen Thermometers läßt, wie aus Tabelle 40 und noch besser aus der nach größeren Temperatur-

Tabelle 40.

Temperatur	E+		E−		Q+		Q−		Q		p	
0°—0,9°	0,522	2	0,381	3	0,146	6	0,085	1	+0,113	7	1,99	3
1°—1,9°	0,312	3	0,189	3	0,045	2	0,171	2	−0,063	4	0,90	5
2°—2,9°	0,374	3	0,295	1	—	—	0,080	1	−0,080	1	0,72	1
3°—3,9°	0,260	3	0,273	4	0,148	3	—	—	+0,148	3	1,67	4
4°—4,9°	0,313	7	0,246	6	0,133	8	0,039	8	+0,047	16	1,35	10
5°—5,9°	0,350	15	0,288	14	0,156	14	0,104	7	+0,069	21	1,70	21
6°—6,9°	0,400	16	0,304	16	0,133	20	0,063	4	+0,101	24	1,86	23
7°—7,9°	0,473	14	0,320	15	0,168	12	0,065	3	+0,121	15	1,93	15
8°—8,9°	0,418	8	0,224	5	0,254	7	0,074	1	+0,213	8	2,43	7
9°—9,9°	0,532	12	0,391	9	0,248	10	0,012	1	+0,225	11	1,95	12
10°—10,9°	0,541	13	0,377	13	0,205	10	0,130	2	+0,149	12	1,61	13
11°—11,9°	0,551	14	0,417	12	0,219	12	0,109	2	+0,172	14	1,57	13
12°—12,9°	0,658	15	0,576	11	0,271	8	0,175	4	+0,123	12	1,24	13
13°—13,9°	0,377	9	0,442	12	0,158	8	0,083	3	+0,093	11	1,28	9
14°—14,9°	0,428	4	0,330	3	0,143	2	0,070	3	+0,015	5	1,21	5
15°—15,9°	0,616	5	0,606	4	0,250	3	0,163	3	+0,043	6	1,15	6
16°—16,9°	0,472	9	0,409	11	0,187	7	0,134	5	+0,053	12	1,39	11
17°—17,9°	0,479	8	0,332	12	0,191	8	0,051	1	+0,164	9	1,47	10
18°—18,9°	0,553	26	0,451	28	0,174	20	0,104	6	+0,110	26	1,35	28
19°—19,9°	0,572	24	0,443	22	0,214	21	0,088	6	+0,147	27	1,70	23
20°—20,9°	0,499	19	0,438	15	0,241	12	0,115	7	+0,110	19	1,46	17
21°—21,9°	0,577	19	0,511	17	0,216	10	0,225	8	+0,020	18	1,12	17
22°—22,9°	0,505	5	0,426	6	0,233	4	0,165	2	+0,100	6	1,28	7
23°—23,9°	0,609	4	0,357	6	0,161	5	—	—	+0,161	5	1,66	6
24°—24,9°	0,749	4	0,495	5	0,181	3	0,002	1	+0,135	4	1,34	5
25°—25,9°	0,725	3	0,431	3	0,366	2	—	—	+0,366	2	1,83	3
26°—30°	0,845	4	0,399	5	0,400	6	—	—	+0,400	6	2,19	5

[1]) Gockel, Phys. Z. 3, 208, 1902; Ebert, Met. Z. 18, 205, 1901.

[2]) A. Gockel, Met. Z. 22, 97, 1905; Koll. Frib. IV. 53—55, 1902; B. Zölss, Sitz.-Ber. Wien. Ak. 112, IIa, 1432, 1903; Simpson, Phil. Trans. A 205, 79, 1905.

intervallen geordneten Tabelle 41 zu ersehen ist, deutlich ein Ansteigen der E mit der Temperatur erkennen. Die Q und p hingegen sind so regellos, daß hierüber Besonderes nicht ausgesagt werden kann.

Tabelle 41.

Temperatur	E_+		E_-		Q		p		p′
0°—4,9°	0,337	18	0,269	17	+0,064	31	1,31	23	1,25
5°—9,9°	0,394	65	0,310	59	+0,125	79	1,90	78	1,27
10°—14,9°	0,540	55	0,442	51	+0,125	54	1,41	53	1,22
15°—19,9°	0,546	72	0,433	77	+0,115	80	1,46	78	1,26
20°—24,9°	0,547	52	0,457	49	+0,085	52	1,34	52	1,20
25°—30°	0,794	7	0,411	8	+0,391	8	2,05	8	1,93

Die in Tabelle 42 zusammengeordneten Winterwerte lassen dieses Ansteigen der E in noch bedeutenderem Maße ersehen. Bei Temperaturen unter 0° haben die E sehr geringe Werte, die bei Überschreiten des Gefrierpunktes schon ersichtlich größer werden. Aber ebenso tritt

Tabelle 42.

Temperatur	E_+		E_-		Q_+		Q_-		Q		p	
<—6°	0,237	6	0,238	6	0,025	5	0,083	2	—0,006	7	1,00	8
—5,9°—5°	0,257	6	0,260	5	0,090	4	0,078	3	+0,018	7	1,28	7
—4°	0,306	2	6,443	4	0,040	1	0,068	1	—0,014	2	0,97	2
—3°	0,259	2	0,139	2	0,120	2	—	—	+0,060	2	1,98	2
—2°	0,257	14	0,239	8	0,069	11	0,044	5	+0,034	16	1,19	16
—1°	0,282	8	0,253	6	0,086	8	0,226	4	—0,019	12	1,04	10
—1° bis —0°	0,326	24	0,277	25	0,102	19	0,121	8	+0,036	27	1,36	30
0°— 0,9°	0,331	34	0,306	33	0,126	25	0,179	23	—0,020	48	1,03	40
1°— 1,9°	0,432	24	0,360	29	0,194	21	0,080	6	+0,133	27	1,58	28
2°— 2,9°	0,547	21	0,476	23	0,184	24	0,106	9	+0,104	33	1,50	33
3°— 3,9°	0,478	52	0,448	37	0,138	38	0,232	12	+0,049	50	1,38	51
4°— 4,9°	0,413	25	0,336	37	0,200	29	0,058	8	+0,144	37	1,39	37
5°— 5,9°	0,630	27	0,556	36	0,146	33	0,087	14	+0,072	47	1,25	48
6°— 6,9°	0,542	43	0,497	30	0,134	39	0,117	15	+0,065	54	1,25	47
7°— 7,9°	0,514	23	0,417	34	0,154	35	0,091	12	+0,092	47	1,23	47
8°— 8,9°	0,535	6	—	—	0,040	2	0,036	2	+0,002	4	1,00	4
9°— 9,9°	0,681	9	0,699	6	0,209	4	0,127	3	+0,065	7	1,34	7
10°—10,9°	0,753	5	0,491	13	0,175	7	0,010	2	+0,134	9	1,37	9
11°—11,9°	0,536	5	0,494	5	0,121	6	0,101	1	+0,090	7	1,22	7
12°—12,9°	0,596	9	0,549	5	0,115	6	0,137	3	+0,031	9	1,10	9
13°—13,9°	0,397	6	0,447	6	0,059	4	0,069	4	—0,005	8	1,01	8
14°—14,9°	0,578	9	0,551	7	0,141	5	0,226	2	+0,036	7	1,11	7
15°—15,9°	0,522	7	0,393	5	0,121	3	0,054	2	+0,051	5	1,22	5
16°—16,9°	0,595	4	0,481	4	0,221	3	0,209	1	+0,113	4	1,25	3
17°—18,9°	0,634	9	0,436	9	0,378	6	0,152	3	+0,202	9	2,04	9
19°—19,9°	0,585	3	0,426	3	0,159	3	—	—	+0,159	3	1,36	3
20°—21°	0,621	3	0,375	3	0,403	2	0,071	1	+0,245	3	1,25	2

hier auch ein Wachsen der Q und p zutage. Noch deutlicher zeigt sich die Zunahme der E, Q, p in Tabelle 43 der Winterwerte, wo diese nach größeren Temperaturgruppen geordnet sind. Den winzigen Werten von E und Q unter 0° stehen weit größere über Null entgegen, die für die höhere Temperaturgruppe noch größer werden. Bemerkenswert ist auch, daß die p bei niederer Temperatur dem Grenzwert des Quotienten der Ionengeschwindigkeiten $r = \frac{u}{u_+}$ sich nähern und erst bei höheren Temperaturen sich weiter von diesem entfernen. Das gilt vom Quotienten $p = \frac{1}{n} \Sigma \frac{E_+}{E_-}$. Natürlich ist der Quotient $p' = \frac{\Sigma E_+}{\Sigma E_-}$ noch kleiner; er überschreitet

Tabelle 43.

Temperatur	E+		E−		Q+		Q−		Q		p		p′
$<0^0$	0,287	62	0,272	56	0,083	50	0,111	23	+0,021	73	1,24	75	1,05
0^0—$9,9^0$	0,492	264	0,429	265	0,156	250	0,128	104	+0,073	354	1,30	342	1,15
10^0—$21,9^0$	0,579	60	0,472	60	0,181	45	0,111	19	+0,095	64	1,31	62	1,23

für den Wintertypus die oben angegebene Grenze nur bei den höchsten Temperaturen. Im Sommertypus hingegen ist p sowohl wie p′ fast immer über dieser Grenze gefunden worden. Die Q zeigen im Sommer mit Ausnahme der niederen Temperaturen fast immer Werte von normaler Größe, die Winterwerte bleiben auch bei den hohen Temperaturen noch hinter diesen zurück.

Tabelle 44.

Temperatur	E+		E−		Q+		Q−		Q		p		p′
steigt . .	0,581	76	0,449	82	0,231	63	0,130	22	+0,137	85	1,66	84	1,29
konstant .	0,507	101	0,386	96	0,201	90	0,132	23	+0,133	113	1,57	112	1,31
fällt . . .	0,475	60	0,369	56	0,168	43	0,098	16	+0,096	59	1,49	59	1,29

Wie die Tabelle 44 zeigt, gibt auch die Anordnung der Sommerwerte nach steigender, konstanter und fallender Temperatur (als konstant wurde die Temperatur betrachtet, wenn das Bodenthermometer im Verlaufe einer Viertelstunde nicht mehr als $0,5^0$ Schwankung aufwies) deutlich zu erkennen, daß mit steigender Temperatur sich höhere E ergaben als bei fallender und auch bei konstanter Temperatur. Aber auch die Q und p scheinen, wie die Dichte ρ (siehe oben Tabelle 37, S. 59) bei steigender Temperatur höher auszufallen als bei fallender Temperatur, was sich übrigens nur im Mittel ausspricht, nicht aber in den einzelnen Werten.

Tabelle 45.

Temperatur	E+		E−		Q+		Q−		Q		p		p′
steigt . .	0,571	115	0,483	99	0,164	93	0,102	39	+0,086	132	1,31	132	1,18
konstant .	0,431	111	0,397	119	0,130	94	0,033	44	+0,078	138	1,25	140	1,08
fällt . . .	0,426	155	0,354	147	0,150	147	0,134	54	+0,073	201	1,33	200	1,20

Ganz dasselbe Bild zeigt die Anordnung der Winterwerte nach steigender, konstanter und fallender Temperatur (siehe Tabelle 45). Die E sind im Mittel aller Werte, aber auch im Mittel kleinerer Gruppen bei steigender Temperatur weit größer als bei konstanter und bei fallender Temperatur. Auch die Q zeigen dasselbe Bild, wenn auch weniger ausgesprochen. Die p und p′ sind besonders klein bei konstanter Temperatur (als konstant wurde hier die Temperatur betrachtet, wenn sie in einer Viertelstunde um weniger als $0,3^0$ schwankte). Die p und die p′ bewegen sich meist nahe an der Grenze, die durch das Verhältnis der Ionengeschwindigkeiten $r = \frac{\bar{u}}{\frac{+}{u}}$ gegeben ist. Daß die Werte E, Q, p, p′ durchweg weit kleiner sind als im Sommertypus, braucht wohl nicht besonders hier betont zu werden.

Selbstverständlich ist es, daß die Zahl der Ionen E_+ und E_- normaler Geschwindigkeit infolge der größeren Adsorptionsfähigkeit, speziell der negativen Ionen an Wasserdampf, von

der durch die Temperatur beeinflußten Feuchtigkeitsbewegung und damit der Temperatur selbst abhängen, wie auch aus einer großen Reihe von anderweitigen Beobachtungen festgestellt worden ist.[1]) Freilich findet Gockel,[2]) daß nur E_+ mit der Temperatur steige, jedoch E_- mehr konstant bleibe, aber mit der Feuchtigkeit stark abnehme, während er[3]) aus dem Vergleiche von Beobachtungen an verschiedenen Orten gar keinen direkten Zusammenhang findet und Conrad[4]) sogar eine Abnahme der Zerstreuungswerte mit steigender Temperatur feststellt.

Wie auch aus Figur 28, Taf. V, wo die Sommerwerte von E nach Temperatur geordnet sind, ersichtlich ist, nehmen die E mit der Temperatur zu. Die Temperatursteigerung ist mit Herabsetzung der Feuchtigkeitsprozente verbunden, wodurch den aus Emanation im Luftmeer entstehenden und aus dem Boden kommenden Ionen normaler Beweglichkeit weniger Möglichkeit zur Molisierung geboten ist. Sie werden also in größerer Zahl in den Ionenzählern abgefangen. Die niedrigen Ionenzahlen E bei den Temperaturen unter 8 Grad lassen aber eher an das Vorhandensein jener Verhältnisse denken, die den Mangel an Bodenatmung, also Verminderung der Emanation und der normalen Ionen bewirken.

Diese Vermutung ist gestützt durch den Verlauf der E im Winter, wie ihn Figur 29, Taf. V, zeigt (siehe auch Tabellen 40—43, S. 61—63).

Die starke Zunahme der ρ neben den E, Q, p mit steigender Temperatur, wie das weiter oben aus meinen Messungen dargetan ist (siehe auch Tabelle 37, 44, 45, S. 59 und 63), ist wohl eine weitere Stütze für die Existenz der Bodenatmung.

Daß hiebei mit wachsendem ρ die V bald zu- bald abnehmen, erklärt sich daraus, daß im ersten Falle die Zahl der molisierten Ionen stark zunimmt, die Leitfähigkeit aber wenig beeinflußt wird, während im zweiten Falle die normalen Ionen stärker zunehmen oder die Leitfähigkeit direkt gesteigert wird.

Auch bei fallender Temperatur mag übrigens noch eine Steigerung der ρ und E durch Bodenatmung eintreten, wenn die Bodenwärme viel höher ist als die Temperatur der anliegenden Luftschichten, was besonders nach starker Strahlung öfters der Fall sein wird.

Einfluß von Nebel und Feuchtigkeitszunahme können bei diesen Erscheinungen bei fallender und steigender Temperatur nicht in Frage kommen, da sie wohl die E, weniger aber die ρ im vorliegenden Sinne beeinflussen können.

16. Einfluß der Feuchtigkeit auf Potentialgefälle und Dichte.

Die Zusammenstellung der V und ρ nach Feuchtigkeitsprozenten, wie sie am Meßplatz auf dem Boden gefunden wurden, in Tabelle 46, ist leider insoferne unvollständig, als im

Tabelle 46.

F %	V_2		V_1		ρ	
<30 %	220,4	19	115,4	18	+0,279	19
30—39	319,3	4	113,0	4	+0,181	4
40—49	209,3	38	119,7	38	+0,813	38
50—59	190,5	228	104,5	227	+0,493	228
60—69	228,7	460	125,5	460	+0,600	460
70—79	254,5	639	143,8	659	+0,573	639
80—89	270,0	460	149,0	460	+0,755	460
90—100	259,8	70	145,3	70	+0,831	70

[1]) Simpson, Phil. Trans. A 74, 79, 1905; A. Gockel, Phys. Z. 5, 257, 1904; Koll. Frib. IV. 2, 1902; dagegen v. Schweidler, Sitz.-Ber. Wien. Ak. 91, IIa, 9, 1902.

[2]) Gockel, Met. Z. 23, 340, 1906; 22, 97, 1905.

[3]) Gockel, Koll. Frib. IV. 45, 1902.

[4]) V. Conrad, Sitz.-Ber. Wien. Ak. 111, IIa, 341, 1902.

Sommertypus unter 50% Feuchtigkeit wenige Messungen vorhanden sind. Die Tabelle zeigt jedoch immerhin, daß bei größerer Feuchtigkeit die V_2 und V_1 im allgemeinen höher sind. Die ρ lassen im Sommer keinen Zusammenhang mit der Feuchtigkeit erkennen.

Aus der Tabelle 47 des Wintertypus (I. Quartal 1906) nach Feuchtigkeitsprozenten geordnet, ergibt sich auch Zunahme der V_2 und V_1 mit zunehmender Feuchtigkeit. Ebenso erhellt aus dieser Tabelle 47 die Zunahme der positiven ρ und die Abnahme der negativen ρ mit Abnahme der Feuchtigkeit, und zwar mehr der Zahl der Messungen nach als nach deren absolutem Werte, ein Hinweis darauf, daß diese negativen ρ doch mit Eis- und Dunstschichten zusammenhängen. Nur für die niedrigen Feuchtigkeiten ergeben sich positive Gesamt-ρ, sonst negative, die freilich auch die Tendenz, mit der Feuchtigkeit im absoluten Werte zu steigen, so wenig wie der Sommertypus zeigen.

Tabelle 47.

F%	V_2		V_1		$\rho-$		$\rho+$		ρ	
		n		n		n		n		n
< 30%	301	26	157	30	0,540	7	0,702	42	+0,540	49
30—39	317	50	165	49	0,486	34	0,837	42	+0,243	76
40—49	406	81	194	81	0,783	103	0,243	29	—0,567	132
50—59	399	169	184	168	0,999	170	0,675	77	—0,459	247
60—69	413	118	197	120	0,837	139	0,756	43	—0,459	182
70—79	434	84	206	80	0,945	98	0,918	32	—0,486	130
80—89	332	40	144	40	0,729	42	0,108	25	—0,405	67
90—100	485	37	208	41	2,295	36	0,432	4	—2,025	40

Es ist naheliegend, anzunehmen, daß die Größe von V von den durch die Feuchtigkeit veranlaßten Geschwindigkeitsänderungen abhängig sei, insoferne die Leitfähigkeit eine andere wird, wenn das Verhältnis der molisierten zu den normalen Ionen sich ändert. So erklärt sich die Abnahme der V bei Abnahme der Feuchtigkeit, wie sie in meinen Beobachtungen (siehe auch Fig. 30, Taf. V der Sommer- und Winterwerte von V) und in den Ergebnissen anderer Beobachter entgegentritt. So erklärt sich auch zum Teil der Umstand, daß in trockenen Ländern[1]) V kleine Werte aufweist.

Das abendliche Ansteigen der V und gleichzeitig auch die Abnahme der E und Z, wie es von anderen Beobachtern und von mir bemerkt wurde (siehe Fig. 16, Taf. III), ist wohl eine Folge von Dunstschichten, die, stark mit molisierten Ionen gesättigt, sich herabsenken oder eine Folge der durch die Abkühlung bei Sonnenuntergang eintretenden Feuchtigkeitszunahme, wodurch mehr freie Ionen molisiert werden.

Eine nicht zu unterschätzende Rolle spielt die Feuchtigkeit für die Bodenatmung, wenn sie hemmend auf die nächtliche Ausstrahlung wirkt, oder wenn sie die Wirkung der vollen Sonnenintensität auf den Boden entweder direkt[2]) oder durch Tau und feuchten Boden hindert, welche Verhältnisse weiter oben schon besprochen worden sind.

17. Einfluß der Feuchtigkeit auf die Ionenzahlen E, Q, p.

Die Anordnung der Sommerwerte nach Feuchtigkeitsprozenten in Tabelle 48 zeigt im allgemeinen eine Abnahme der E mit zunehmender Feuchtigkeit. Die Q scheinen mit der Feuchtigkeit zuzunehmen, soweit geringere Feuchtigkeitsprozente in Betracht kommen, bei den höheren Prozenten ist eine freilich nicht deutlich ausgesprochene Abnahme zu erkennen. Ebenso nehmen auch die p bei den niederen Feuchtigkeiten mit diesen zu, bei den höheren tritt wieder ein Schwanken nach abwärts ein.

[1]) A. Gockel, Met. Z. 22, 97, 1905.

[2]) A. Gockel, Koll. Frib. 4, 28, 1902.

Tabelle 48.

F%	E+		E−		Q+		Q−		Q		p		p'
<20%	0,569	2	0,553	2	0,115	1	0,083	1	+0,016	2	1,06	2	1,03
20—29	0,541	17	0,547	16	0,236	7	0,202	8	+0,002	15	1,12	15	0,99
30—39	0,416	4	0,477	6	0,196	2	0,040	3	+0,054	5	1,21	5	0,87
40—49	0,429	20	0,422	18	0,194	12	0,176	7	+0,057	19	1,44	18	1,02
50—59	0,517	71	0,382	63	0,234	60	0,108	15	+0,165	75	1,69	75	1,35
60—69	0,534	68	0,424	64	0,179	57	0,130	17	+0,108	74	0,94	73	1,26
70—79	0,505	40	0,358	47	0,207	37	0,083	10	+0,146	47	1,60	48	1,41
80—89	0,421	35	0,314	35	0,140	29	0,087	10	+0,082	39	1,46	40	1,34
90—100	0,205	12	0,254	8	0,128	5	0,101	6	+0,003	11	1,20	11	0,81

Dieselbe Abnahme der E-Werte spricht sich in der Tabelle 49 der Winterwerte aus (die hier vorkommenden Schwankungen rühren meist von einigen wenigen, besonders abweichenden Werten her). Die Q und die p jedoch zeigen keinerlei Anwachsen mit der Feuchtigkeit, sie scheinen eher von Anfang an mit der Feuchtigkeit abzunehmen. Insbesondere kommen den höchsten Feuchtigkeitsprozenten ganz besonders niedrige Werte Q und p zu, die Q sind für die höchsten Feuchtigkeitsprozente sogar negativ geworden.

Tabelle 49.

F%	E+		E−		Q+		Q−		Q		p		p'
<20%	0,502	7	0,303	7	0,243	5	0,071	1	+0,191	6	1,42	5	1,65
20—29	0,636	10	0,596	8	0,228	7	0,204	3	+0,099	10	1,51	10	1,07
30—39	0,578	24	0,482	28	0,190	16	0,081	6	+0,117	22	1,36	22	1,20
40—49	0,589	29	0,435	25	0,214	31	0,082	8	+0,153	39	1,41	39	1,36
50—59	0,507	87	0,407	96	0,143	96	0,108	27	+0,087	123	1,32	123	1,25
60—69	0,502	87	0,403	88	0,165	85	0,058	27	+0,111	112	1,39	112	1,24
70—79	0,483	62	0,423	65	0,134	51	0,112	30	+0,043	81	1,19	81	1,14
80—89	0,357	55	0,359	48	0,181	42	0,099	22	+0,085	64	1,41	64	0,99
90—100	0,231	26	0,282	30	0,062	20	0,190	17	−0,054	37	1,04	37	0,82

Es muß übrigens bemerkt werden, daß die Feuchtigkeitstabelle der Winterwerte nicht genau das Bild der Verhältnisse geben kann, da Zeiten großer Feuchtigkeit wieder Zeiten ganz niedriger Feuchtigkeit gegenüberstanden und in den verschiedenen Monaten ganz verschiedene Verhältnisse vorhanden waren. So hatte der Januar ein ganz anderes Bild als es der Februar und der März geben konnte. Der Januar gab, wie schon früher bemerkt, hohe Werte, die übrigen Monate dagegen kleine, besonders der Februar auffallend niedere Werte. Auch verdient bemerkt zu werden, daß hohe Werte der E und Q nicht immer an niedere Feuchtigkeit gebunden sind, wenn auch oft gerade bei niederer Feuchtigkeit auffallend hohe Werte der E erhalten wurden. Daß hingegen ein Sinken der Feuchtigkeit ein Steigen der E-Werte und umgekehrt ein Steigen der Feuchtigkeit auch ein Sinken der E-Werte im Gefolge hatte, konnte oft genug beim Messen im einzelnen wahrgenommen werden.

Schon mehrfach wurde ein Einfluß der Feuchtigkeit auf die Beweglichkeit der Ionen betont. So findet Gockel,[1]) daß die Beweglichkeit der Ionen während des Tages mit zunehmender Feuchtigkeit rasch abnimmt, und v. Schweidler[2]) sagt auf Grund seiner Geschwindigkeitsmessungen, die spezifische Geschwindigkeit habe wahrscheinlich den umgekehrten täglichen Gang wie die relative Feuchtigkeit. Von einer Reihe von Beobachtern wurde festgestellt, daß speziell die negativen Ionen eher als die positiven eine Verlangsamung erfahren bei großer Feuchtigkeit. Und das ist identisch mit Verminderung besonders der E_-, wie sie in unseren Ionenzählern und der Z_+, wie sie in den Zerstreuungsapparaten gemessen werden.

[1]) A. Gockel, Met. Z. 21, 38, 1904.

[2]) v. Schweidler, Sitz.-Ber. Wien. Ak. 114, IIa, 1720, 1905.

Gockel betont, daß die Ionenzahlen E von der Feuchtigkeit weniger beeinflußt werden als die Zerstreuungsmessungen, aber auch mehrfach, daß die negativen Ionen E_- durch Dunstbildung in erster Linie in ihrer Beweglichkeit gehemmt werden,[1]) so daß sie bei wachsender Feuchtigkeit an Zahl rasch abnehmen, während E_+ wenig von der Feuchtigkeit berührt wird. Von den Zerstreuungsmessungen sagt er,[2]) daß die Maxima und Minima der Z im täglichen Verlaufe den Minimis und Maximis der Feuchtigkeit entsprechen. Conrad[3]) findet abnehmende Zerstreuung bei zunehmender Feuchtigkeit, aber auch, daß die Extreme der Zerstreuung denen der Feuchtigkeit voraneilen. Dieser Widerspruch wäre leicht verständlich, wenn etwa die Feuchtigkeit nicht nahe am Boden gemessen sein sollte.

Unter diesen Umständen müssen natürlich auch die p und q mit Zunahme der Feuchtigkeit starke Vergrößerung erfahren, wie es auch Gockel,[4]) Simpson[5]) betonen.

Auch Ebert[6]) fand während der Sonnenfinsternis eine Zunahme der p, was er dem Wachsen der Feuchtigkeit zuschrieb. Meine eigenen Beobachtungen ergaben für die p so schwankende Werte, daß hieraus nichts geschlossen werden kann. Jedoch ist aus Figur 31 und 32, Taf. V die starke Abnahme der E_- mit zunehmender Feuchtigkeit ersichtlich, während E_+ bloß im Winter stetige Abnahme mit zunehmender Feuchtigkeit zeigt. Dies letztere stimmt auch mit den Angaben Simpsons[5]) überein, der bei Trennung in Winter- und Sommertypus nur im Winter für E_- eine schwache Abnahme mit zunehmender Feuchtigkeit findet, nicht aber für E_+ oder das sommerliche E_-, während er im Winter und im Sommer Wachstum der p findet. Daß auch die E, wenn das ganze Jahr zusammengenommen wird, bei ihm einen Gang mit der Feuchtigkeit zeigen, ist mehr Zufall, da im Winter niedrige Feuchtigkeiten fehlen.

Es ist sonach das wahre Bild der Ionenmenge in der Atmosphäre, soweit sie sich durch die Ionenzahlen der normalen Ionen ausspricht, durch die Feuchtigkeitsverhältnisse stets mehr oder weniger getrübt.

18. Wasserdampfgehalt der Luft im Vergleiche mit dem Potentialgefälle und der Dichte.

Die Zusammenstellung der V und ρ des Sommertypus nach dem Wasserdampfgehalt der Luft (Anzahl der Gramme f pro Kubikmeter) in Tabelle 50 läßt im ganzen (die weniger zahl-

Tabelle 50.

f	V_2		V_1		ρ	
3	480,9	20	248,8	20	+0,453	20
4	244,7	30	132,3	30	+0,534	30
5	323,6	60	174,5	60	+0,685	60
6	306,4	130	165,3	130	+0,655	130
7	202,7	20	103,8	20	+0,133	20
8	197,1	110	108,2	110	+0,497	110
9	205,3	80	114,8	80	+0,648	80
10	213,8	230	118,5	230	+0,625	230
11	218,0	110	127,1	110	+0,976	110
12	229,6	140	115,2	140	+0,411	140
13	259,9	280	142,4	280	+0,673	280
14	235,6	170	130,0	170	+0,660	170
15	264,9	60	160,2	60	+0,418	60
16	267,4	130	147,1	130	+0,723	130
17	257,0	90	137,9	90	+0,502	90
18	187,8	70	99,4	70	+0,297	70
19	186,7	20	97,9	20	+0,236	20

[1]) A. Gockel, Koll. Frib. 4, 2, 1902.
[2]) A. Gockel, Arch. des Scienc. phys. et nat. 17, 97, 1904.
[3]) V. Conrad, Sitz.-Ber. Wien. Ak. 111, IIa, 341, 1902.
[4]) A. Gockel, Phys. Z. 4, 871, 1903; Met. Z. 23, 57, 1906.
[5]) P. Simpson, Phil. Trans. A 205, 78, 1905.
[6]) H. Ebert, Phys. Z. 6, 646, 1905.

reichen Messungen bei extremen Werten des Wassergehaltes haben zu wenig Gewicht bei Feststellung des allgemeinen Typus) eine Zunahme der V mit dem Wassergehalte erkennen, wie es nach der Zusammenstellung nach Feuchtigkeit in Tabelle 46, S. 64 nicht anders zu erwarten ist. Wie dort, ist aber auch hier festzustellen, daß die ρ keinerlei Abhängigkeit vom Wassergehalte der Luft aufzuweisen scheinen.

Die Anordnung der Winterwerte der V und ρ nach Wasserdampfgehalt der Luft in Tabelle 51 zeigt nur wenige Stufen des Dampfgehaltes f.

Tabelle 51.

f	V_2		V_1		$\rho-$		$\rho+$		ρ	
1	217	18	124	18	0,729	8	1,771	10	+0,659	18
2	554	75	262	75	1,149	89	1,161	27	—0,611	116
3	415	230	205	228	0,778	228	0,719	127	—0,243	355
4	377	173	175	173	1,120	199	0,409	51	—0,808	250
5	362	89	167	90	0,895	101	0,298	35	—0,594	136
6	236	10	108	11	0,810	9	0,324	1	—0,761	10

Von der ersten Stufe abgesehen, die, aus Messungen eines Tages bestehend, ganz abweichende Verhältnisse zeigt, sieht man eine starke Abnahme der V mit zunehmendem Wassergehalte der Luft. Für die ρ läßt sich nichts weiter aus dieser Tabelle entnehmen, als daß die positiven ρ mit zunehmendem Wassergehalte der Luft kleiner und weniger zu werden scheinen. Für die Abhängigkeit der V vom Wasserdampfgehalt der Luft hat Exner[1]) eine Formel aufgestellt, die durch zahlreiche Beobachtungen gestützt ist. Die Beobachtungen von Zölß[2]) ergaben bei den niedrigsten Dampfdrucken zu kleine Werte gegenüber Exners Formel. Auch Benndorf[3]) fand bei niedrigen Dampfdrucken Werte für V, die dreimal höher sein müßten, um der Exnerschen Formel zu genügen.

Meine Messungen (bloß Sommerwerte) ergeben, wie aus Figur 33, Taf. VI, ersichtlich, wo auch die Exnersche Kurve eingezeichnet ist, für die niedrigen Dampfdrucke zu kleine, für die hohen zu große Werte.

Auf Grund dieser Kurven (Fig. 33) wäre ich geneigt, eine Beeinflussung des Potentialgefälles durch den Dampfdruck überhaupt als kaum vorhanden anzusehen. Hieran ändert auch die Zusammenfassung aller Sommer- und Winterwerte zu einer Kurve nichts.

19. Wasserdampfgehalt der Luft im Vergleich zu den Ionenzahlen E, Q, p.

Die Anordnung der Ionenzahlen E, Q, p des Sommertypus, die in Tabelle 52 gegeben ist, läßt für E_+ ein Ansteigen mit dem Wasserdampfgehalte vermuten, für E_- ist ein Gleichbleiben zu erkennen.

Das gleiche sieht man einigermaßen aus dem Verhalten der Q und p', während die p keinerlei derartigen Zusammenhang anzeigen.

Auch die in Tabelle 53 gegebenen Winterwerte der E zeigen Zunahme mit wachsendem Wassergehalt der Luft.

Die E_+ nehmen etwas stärker zu als die E_-. Die Q und p' sagen gar nichts Besonderes in dieser Tabelle aus. Es mag übrigens bemerkt werden, daß die einzelnen Monate, besonders

[1]) F. Exner, Sitz.-Ber. Wien. Ak. 96 IIa, 1—57, 1887.
[2]) B. Zölß, Sitz.-Ber. Wien. Ak. 112, IIa, 1426, 1902.
[3]) Benndorf, Sitz.-Ber. Wien. Ak. 108, IIa, 368, 1899.

Tabelle 52.

f	E+		E−		Q+		Q−		Q		p		p′
<4	0,409	26	0,349	26	0,167	25	0,147	8	+0,090	33	1,75	33	1,17
4	0,460	33	0,434	25	0,188	16	0,100	15	+0,050	31	1,26	31	1,06
5	0,537	36	0,405	36	0,219	32	0,137	8	+0,148	40	1,76	40	1,32
6	0,454	33	0,341	28	0,159	26	0,099	8	+0,098	34	1,55	34	1,33
7	0,445	18	0,333	20	0,197	15	0,078	4	+0,140	19	1,72	18	1,34
8	0,529	19	0,419	18	0,248	16	0,132	8	+0,121	24	1,57	24	1,26
9	0,540	27	0,450	25	0,224	16	0,184	8	+0,087	24	1,48	24	1,20
10	0,498	21	0,417	25	0,155	18	0,120	7	+0,078	25	1,27	25	1,19
11	0,563	9	0,458	9	0,153	6	0,044	3	+0,088	9	1,18	9	1,23
12	0,482	3	0,390	6	0,170	3	0,182	1	+0,082	4	1,33	4	1,24
13	0,499	5	0,367	7	0,149	6	—	—	+0,149	6	1,48	6	1,36
14	0,480	12	0,299	10	0,181	11	0,034	1	+0,163	12	1,54	12	1,60
15	0,748	4	0,508	2	0,490	2	0,002	1	+0,326	3	1,91	3	1,47
16	—	—	0,418	1	0,221	1	—	—	+0,221	1	1,53	1	—
17	0,875	4	0,625	4	0,250	4	—	—	+0,250	4	1,42	4	1,40
18	0,837	3	0,372	4	0,441	3	—	—	+0,441	3	1,98	3	2,25
19	1,005	1	0,418	1	0,587	1	—	—	+0,587	1	2,40	1	2,51

Januar und Februar, ganz verschiedenen Charakter in Bezug auf die E und Q zeigen, was sich wohl sicher im Gesamtmittel noch geltend macht. Ich möchte deshalb den Werten der Tabelle 53 nicht zu viel Gewicht beilegen.

Tabelle 53.

f	E+		E−		Q+		Q−		Q		p		p′
1	0,311	6	0,234	7	0,303	3	0,081	2	+0,150	5	—	—	1,33
2	0,380	48	0,310	48	0,125	49	0,053	19	+0,076	68	1,28	68	1,23
3	0,511	117	0,445	102	0,164	121	0,124	29	+0,109	150	1,42	150	1,15
4	0,426	132	0,376	124	0,118	93	0,128	62	+0,019	155	1,15	155	1,13
5	0,540	87	0,526	86	0,169	69	0,168	32	+0,062	101	1,32	103	1,03
6	0,578	5	0,490	3	0,083	5	0,074	2	+0,081	7	—	—	1,18
7	—	—	0,450	2	0,186	2	—	—	—	—	1,41	2	—

20. Einfluß des Windes auf Potentialgefälle und Dichte.

Im Sommertypus ist ein Einfluß der Windrichtung (es ist stets die Richtung des Windes in den Bodenschichten, nicht den höheren Luftschichten gemeint) auf ρ, wie in folgender Tabelle 54 der Messungen des Sommertypus zu ersehen ist, nicht zu erkennen. Es ist hiebei freilich auch zu erwähnen, daß der Wind oft sehr schwach war, so daß seine Wirkung an sich nicht viel in Betracht kommen kann; bei schwachem Winde ist es auch schwer die Richtung festzustellen, da sie recht häufigem Wechsel unterworfen ist. Überwiegend oft war zudem Ostwind vorhanden.

Tabelle 54.

Wind	V_2		V_1		ρ	
Stille	270,4	330	145,8	330	+0,653	330
N	255,9	50	138,4	50	+0,563	50
E	234,8	680	130,7	680	+0,712	680
SE	252,5	190	135,9	190	+0,520	190
S	244,8	270	134,8	290	+0,673	270
SW	197,5	80	104,8	80	+0,325	80
W	257,9	190	142,0	190	+0,702	190

Interessant ist hiezu der Vergleich der Wintermessungen, die ein ganz anderes Bild zeigen. Während im Sommer bei jeder Windrichtung alle möglichen Werte für die V und ρ auftreten, große und kleine Werte, waren im Winter stets die kleinen V bei Südwind auffallend, während Nordwind oft große V lieferte und Westwind oft V_1 größer als $\frac{1}{2} V_2$, also die Dichte ρ positiv gab im Gegensatz zu den anderen Windrichtungen. Große negative ρ traten im Winter insbesondere regelmäßig bei Ostwind auf.

Die Zusammenstellung der im Winter erhaltenen Werte V und ρ nach Windrichtungen ist in Tabelle 55 gegeben.

Die dort angegebenen ρ' sind nicht Mittel der einzelnen ρ sondern aus den Mitteln von V_2 und V_1 direkt berechnet.

Tabelle 55.

Wind	V_2		V_1		ρ'
W	395,0	22	203,0	22	+0,297
S	272,6	55	128,4	55	—0,427
E	398,8	186	184,5	186	—0,805
N	699,3	21	339,5	21	—0,548
Stille	387,2	228	184,6	225	—0,486

Die Zusammenstellung der einzelnen im Winter erhaltenen positiven und negativen ρ_- und ρ_+ nach den Windrichtungen, sowie der einzelnen ρ zu den Gesamtmitteln ρ ergibt sich aus Tabelle 56.

Tabelle 56.

Wind	ρ_-		ρ_+		ρ	
W	0,930	32	1,399	24	+0,068	56
S	0,679	48	0,322	11	—0,493	59
E	1,131	204	0,719	53	—0,750	257
N	0,665	25	0,391	4	—0,519	29
Stille	0,885	263	0,513	127	—0,429	390

Die Wirkung des Windes wird bei der Lage des Beobachtungsortes vor den Alpen selbstverständlich zumeist lokaler Natur sein und sich einerseits durch lokale Eigenheiten der Ionenführung, andererseits durch die Bodenatmung erklären lassen.

Über die besonders durch Ostwind im Winter hervorgebrachten negativen ρ ist schon Seite 36 ausführlich gesprochen worden.

Der Südwind bringt im Winter an Ionen normaler Geschwindigkeit reiche und insbesondere auch emanationsreiche Luft (siehe hiezu die großen E bei Südwind in Tabelle 58) von den Bergen herab, wodurch die Leitfähigkeit ansteigt und dadurch die V sinken.

Im Gegensatz dazu bringt der über Wald und sonnige Hänge streichende Nordwind, wie die kleinen E zeigen, wenig mit normalen Ionen angereicherte Luft herbei, was die hohen V erklärt.

Die vom Südwind und besonders vom Westwind gebrachte Luft ist, weil hier meist wärmer, wohl weniger mit Eispartikelchen beladen, weshalb sie nicht die großen negativen ρ vorzutäuschen vermag, wenn sie die durch Reibung am Boden positiv geladenen Eisteilchen über den Flammenkollektor hinwegtreibt.

Im Sommer arbeitet die Bodenatmung, die im Winter wegen des gefrornen oder doch nassen Bodens mehr oder weniger ruht, und ihre Wirkung überdeckt die etwaigen Anteile der Winde an der luftelektrischen Gestaltung der Atmosphäre in der Nähe des Bodens. Besonders ist zu bemerken, daß ja fast stets bei schönem Wetter gearbeitet wurde, wo die Sonnenwirkung meist frei sich entfalten konnte. Wäre im Sommer nur bei bedecktem Himmel gearbeitet worden, so träte wohl auch im Sommer eine lokale Wirkung der Winde hervor. Freilich müßte diese

wohl anderer Art sein, als sie sich im Wintertypus ausspricht. Im Sommer treten nämlich negative ρ nur ausnahmsweise vereinzelt zu Zeiten sehr kleiner ρ auf, die sich sicher als durch Meßfehler oder Niveauschwankungen hervorgerufene Abweichungen darstellen. Die für den Winter typische Bildung horizontaler Luftlamellen ist ja im Sommer schon wegen der regen Vertikalkonvektion unterdrückt.

Solche lokale Einflüsse des Windes wurden auch schon von anderen Beobachtern festgestellt.

So findet Benndorf[1]) in Sibirien bei Nordwind auffallend hohes Potentialgefälle, das er dem Rauche zuschreibt; ich habe bei Lokomotivenrauch meist sehr starke Verkleinerung der V gefunden (siehe Seite 60).

Conrad[2]) findet für östliche Windrichtung auf dem Sonnblick die stärkste, für westliche Windrichtung die schwächste Zerstreuung, wobei die östlichen Winde Bergwinde sind.

Die Windstärke kann bei Verwendung von Flammenkollektoren nicht gut Gegenstand der Untersuchung sein.

21. Einfluß des Windes auf die Ionenzahlen E, Q, p.

In der Tabelle 57 sind die Sommerwerte, nach Windrichtung geordnet, gegeben. Hier sind eine Anzahl Messungen nicht berücksichtigt worden, speziell bei Nord- und Südwind. Bei Nordwind solche mit auffallend kleinen Werten von E, weil sie vielleicht von Nebel beeinflußt sein könnten; bei Südwind solche mit auffallend großen Werten von E, weil sie schon dem Föhntypus anzugehören scheinen, der hier nicht einbegriffen sein soll. Trotzdem ist ersichtlich, daß die E, und ganz besonders die Q und p in der Tabelle 57 bei Südwind ausnahmsweise hohe Werte erreichen, während die Werte bei Nordwind minimal sind. Westwind und Ostwind stehen, was die Größe der Werte betrifft, zwischen N und S.

Tabelle 57.

Wind	E+		E−		Q+		Q−		Q		p		p′
Stille	0,484	54	0,358	55	0,221	43	0,134	10	+0,154	53	1,88	53	1,35
N	0,392	11	0,437	10	0,139	6	0,083	5	+0,038	11	1,15	11	0,90
NE	0,438	16	0,456	15	0,158	7	0,120	11	−0,012	18	1,07	18	0,96
E	0,521	108	0,420	104	0,187	88	0,123	31	+0,106	119	1,44	119	1,24
SE	0,563	4	0,407	5	0,200	5	—	—	+0,200	5	1,60	5	1,38
S	0,608	30	0,356	32	0,286	34	0,114	4	+0,244	38	2,25	37	1,71
W	0,510	36	0,398	32	0,140	27	0,107	4	+0,108	31	1,45	31	1,28

Zu bemerken ist weiters, daß in der öfters auf Südwinde folgenden Windstille stets große Werte für E und besonders Q gefunden wurden. Ohne diese würde die Windstille niedrigere Werte als in der Tabelle enthalten sind, erhalten haben. Die E und besonders die Q sind auch im einzelnen, nicht nur im Mittel, bei Südwind groß gefunden worden, bei Nordwind ergaben sie sich meistens, nicht nur im Mittel, als verhältnismäßig kleine Werte.

In Tabelle 58 sind die Winterwerte, nach Windrichtung geordnet, dargestellt. Auch hier ist deutlich zu sehen, daß die bei Südwind erhaltenen E an Größe die übrigen Werte weit überragen; besonders klein sind hingegen auch hier die bei Nordwind erhaltenen E. Auch die Q sind bei Südwind weit größer als bei den anderen Winden. Die p aber sagen in dieser Hinsicht nichts Besonderes aus.

[1]) Benndorf, Sitz.-Ber. Wien. Ak. 108, IIa, 348, 1899.

[2]) V. Conrad, Sitz.-Ber. Wien. Ak. 114, IIa, 345, 352, 1905.

Tabelle 58.

Wind	E+		E		Q+		Q−		Q		p		p'
Stille	0,408	149	0,367	149	0,136	126	0,152	64	+0,039	190	1,28	190	1,11
N	0,199	7	0,175	6	0,109	6	0,058	3	+0,054	9	1,74	9	1,14
NE	—	—	0,352	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—
E	0,468	106	0,406	109	0,116	102	0,088	40	+0,059	142	1,23	142	1,15
SE	0,735	8	0,726	11	0,155	4	0,138	5	−0,008	9	1,04	8	1,01
S	0,559	41	0,447	28	0,187	46	0,055	4	+0,167	50	1,44	50	1,25
SW	1,038	6	0,928	5	0,118	6	0,034	2	+0,080	8	1,09	8	1,12
W	0,509	56	0,399	55	0,218	43	0,139	16	+0,121	59	2,01	58	1,27
S, SE, SW	0,636	55	0,570	44	0,177	56	0,089	11	+0,133	67	1,35	66	1,12

Daß bei Zerstreuungsmessungen die Windstärke großen Einfluß auf Z und q hat, ist ja verständlich, wenn man bedenkt, daß die Luft normaler Weise einen Überschuß an positiver Ladung hat. Wenn der Wind also größere Mengen von Luft am Zerstreuungskörper vorbeitreibt, muß erhöhter positiver Überschuß zutage treten. Es kann das eben nur als ein weiterer Beweis für das Bestehen eines positiven Überschusses aufgefaßt werden. Bei den Ionenzählern wird durch die Aufstellung (Querstellung) dafür Sorge getragen, daß ein Einfluß der Windrichtung in dieser Hinsicht möglichst ausgeschlossen bleibt. Wenn Gockel[1]) findet, daß starke Winde meist niedere E geben (mit Ausnahme von Böen), so sind hier wohl auch andere Einflüsse als die Windstärke im Spiele.

22. Messungen der Ionenzahlen bei Föhncharakter.

Weit verstärkt erscheinen die Wirkungen des Südwindes, wenn er unter den Erscheinungen der Föhnstimmung hereinbricht.

Es seien hier einige Messungen aufgeführt, die zum Teil in warmen, zum Teil stürmischen Nächten mit vorausgegangener ausgesprochener Föhnstimmung ausgeführt wurden, zum Teil während eigentlichen Föhnsturmes oder -windes.

Ein eigentlicher Föhnsturm kam nur bei einer Messung zur Geltung, nämlich am 5. 11. 5, wo von 8^h 50 p. bis 9^h 15 p. der Wert $E_+ = 2{,}732$ abs. Einheiten pro Kubikmeter festgestellt wurde. Leider brach nach dieser Messung die Feder des Ionenzählers, so daß der um 10^h 30 p. sehr stark auftretende Föhnsturm nicht ausgenutzt werden konnte. Die Barometerkurve war schon seit 4. 11. 5, 1^h p. im Rückgange, erst langsam, dann rasch; sie war von 723 mm bis auf 707 mm, die am 5. 11. 5, 11^h p. abgelesen wurden, zurückgegangen. Föhngeruch und Backofenhitze waren sehr aufdringlich vorhanden. Weitere Daten waren damals leider nicht aufgenommen worden.

Am 6. 1. 6 herrschte tagsüber von 9^h a. bis 11^h a. Wind E_{1-2} bei Bewölkung 2 und Transparenz 7, bei 7,4—8° des trockenen Thermometers, 5,9—7,9 g/cbm Wasserdampfgehalt und 74% Feuchtigkeit. Um 1^h p. trat Wind S_2 auf, der die Bewölkung rasch auf 10 brachte; die Transparenz besserte sich auf 9. Temperatur sank auf 6°, F stieg auf 78%. Um 2^h p. trat wieder E_1 auf, der die Feuchtigkeit auf 88% brachte (um 5^h Temperatur 3°). Nach längerer Windstille trat dann um 9^h p. ein Föhn auf mit etwas Regen. Das Barometer hatte 8^h 20 p. seinen Tiefstand.

Die E hatten sich tagsüber in nicht großen Werten bewegt; die Tagesmittel sind in Tabelle 59, S. 73, den Föhnwerten vorausgesetzt. Die Messungen dieser Tabelle sind je mit zwei Apparaten (A und L) ausgeführt worden, die, wie die Werte selbst zeigen, ziemlich gleich-

[1]) A. Gockel, Met. Z. 23, 66, 1906.

mäßige Angaben über die E lieferten. Man kann also angesichts der extrem hohen Werte nicht den Einwand erheben, wie er bei Anwendung eines Apparates zu erwarten wäre, daß die Isolation mangelhaft wäre. (Auch der hier nicht erwähnte Apparat K gab ganz entsprechend hohe Werte.) Die Verluste der Apparate, geschlossen, im Ruhezustand betrugen 0,4—0,6 Volt während 10 bezw. 12 Minuten, die ja auch je eine Messung in Anspruch nahm. Dieser an sich ja hohe Verlust bewirkt aber bloß einen Fehler von etwa 0,03 abs. Einheiten für die Werte E. Die gleichzeitig erfolgten Messungen mit den Apparaten A und L stehen in der Tabelle untereinander.

Tabelle 59.

Zeit	E+		E−		Q+		Q−		Q		p		p'
9h 30 a.—6h p.	0,508	14	0,372	16	0,146	21	0,072	4	+0,111	25	1,40	25	1,36
9h 15—9h 23	2,169	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	2,083	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
9h 23—9h 33	—	—	1,181	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
9h 35—9h 47	1,013	—	2,000	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
9h 53—10h 5	3,368	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	1,029	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
10h 10—10h 22	—	—	1,180	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	—	—	0,997	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
10h 27—10h 37 p.	0,972	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	0,806	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Mittel der Messungen 9h 15 p.—10h 40	1,634	7	1,342	4	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Am 5. 1. 6 war nachmittags Bewölkung 10, abends, 11h p. nur mehr Cirri. 7h p. bis 10h p. war ziemlich starker Regen gefallen, die Transparenz war 7. Es war schon abends 8h das Eintreten von Föhn erwartet worden; doch war der Wind, stoßweise aus Süden und Westen kommend, immer wieder auch kalt im Wechsel mit warmen Schichten. Im allgemeinen war recht warmes Wetter ($T = 6{,}5°$, $f = 5{,}8$, $F = 77\%$). Nach 12h p. kamen wieder Cumuli.

Die Apparate waren während dieser Messungen auf einem Balkone aufgestellt, und zwar reichte das Rohr des einen mit der Mündung ins Freie, das andere mußte leider gegen die Mauer gerichtet werden. Wohl aus diesem Grunde gab dieser kleinere Werte als der andere. Der Witterungszustand, der die großen Werte versprach, war übrigens schon 6h p. vorhanden, wurde aber wegen des drohenden Regens nicht von Anfang an ausgenützt. Die erhaltenen Messungen sind folgende (Tabelle 60).

Tabelle 60.

Zeit	E+	E−
11h 13 p.—11h 25p.	—	1,480
11h 15 —11h 25p.	—	0,742
11h 40 —11h 52p.	1,145	—
11h 42 —11h 52p.	0,990	—
12h 01 a.—12h 13a.	—	1,282
12h 00 —12h 10a.	—	1,037
12h 36 a.—12h 48a.	0,967	—
12h 35 —12h 45	0,694	—

Am 8. 1. 6 wurde auch auf dem Nordbalkone des Hauses gemessen, aber mit günstigerer Aufstellung der Apparate als am 6. 1. 6. Es hatte bis 10h a. etwas geregnet, dann war leichter Nebel vorhanden bei Bewölkung 10, Windstille, Temperatur + 2,1°, 5,1 g Wassergehalt und 94% Feuchtigkeit.

Mit ansteigender Temperatur (bis 6°) und sinkender Feuchtigkeit (74%) ergaben sich ganz kleine Werte für die E. Nachmittags 1h ging die Bewölkung zurück bei zunehmender Klarheit. Es setzte dann um 2h p. ein kräftiger SW. ein, der rasch Föhnklarheit brachte. Gleichzeitig stiegen die Werte E zu bedeutender Größe an. Es war zwar ein ausgesprochener Föhn nicht ersichtlich geworden, jedoch entsprach der ganze Witterungscharakter einem Fallwind von den Bergen her. Die Werte seien im folgenden (Tabelle 61) angegeben.

Tabelle 61.

Zeit	E_+	E_-	
10h 55a.—11h 07 p.	—	0,152	Windstille; = Bew. 10, Transp. 9.
	—	0,144	Temp. 2,1°, f = 5,3, F = 94%
11h 16 —11h 28	0,220	—	Temp. 3,6°, f = 5,1, F = 81%
	0,239	—	
11h 33 —11h 45	—	0,192	Bew. 10, Transp. 9, windstill
	—	0,255	
1h 24 — 1h 40p.	0,854	—	Bew. 6, Transp. 10, windstill; Temp. 6,1°,
	0,798	—	f = 5,4, F = 74%
1h 46 — 1h 58	—	0,910	SW_{2-3} stoßweise. Schwere Cumuli im
	—	0,726	Süden, von W heranziehend. Bew. 6, Temp. 5,5, f = 5,0, F = 71%
2h 05 — 2h 17	0,949	—	SW_4, Bew. 5, Transp. 10. T = 5,7, f = 5,4,
	0,990	—	F = 76%
2h 21 — 2h 31 p.	—	0,894	SW_1 und S_1, Bew. 5, Transp. 10, T = 5,4, f = 5,0, F = 71%
2h 58 — 3h 10	0,932	—	SW_2, Bew. 5, Transp. 10, T = 6,0, f = 4,8,
	1,085	—	F = 66%
3h 15 — 3h 27	—	0,983	SW_2, Bew. 5, T = 5,9, f = 4,7, F = 64%
	—	1,125	
3h 32 — 3h 44	1,124	—	Sw_2, Bew. 3, Transp. 10, T = 5,9, f = 4,6
	1,149	—	F = 63%
3h 47 — 3h 57	—	0,982	W_{1-2}, Bew. 4, Transp. 10, T = 5,5, f = 4,7, F = 66%
4h 02 — 4h 12 p.	0,862	—	W_2, Bew. 7, Transp. 10, T = 6,0, f = 4,9, F = 67%

Am 17. 1. 6 ist seit 10h a. Wind S_{2-3} zu verzeichnen bei Bewölkung 8—6 und Transparenz 7. Die Temperatur steigt von 10h a. bis 2h p. von 2° auf 7°, die Feuchtigkeit sinkt während dieser Zeit von 70% auf zirka 40%. Um 4h p. tritt Föhnklarheit ein bei Wind S_{1-2} und Bewölkung 9. Die Temperatur ist auf 4° gesunken, die Feuchtigkeit ist 42%. Waren die E schon den ganzen Tag über ziemlich hoch, so sind nach 4h noch höhere Werte zu verzeichnen. Auch hier ist wieder der Föhn nicht deutlich ausgesprochen, aber doch sicher ist den ganzen Tag über Fallwind vorhanden. Es wurde gemessen:

4h 50 bis 5h 2 p.	E_+ =	0,672
		1,221
5h 14 bis 5h 26	E_- =	0,396
		0,423
6h 6 p. bis 6h 18 p.	E_+ =	0,882
		0,982

Am 23. 12. 5 war eine recht warme Nacht, Föhnwärme (wie man hier sagt, Backofenwärme), aber ganz windstill; Bewölkung 10. Die Temperatur von 7h p. bis 10h p. war etwa + 2°, f = 5,7—5,0, F = 100%—90%. Wegen der großen Feuchtigkeit waren die Apparate frisch mit Natrium beschickt worden. Die Ablesungen wurden an jedem Apparate von zwei Personen ausgeführt, um Ablesefehler sicher auszuschließen. Die erhaltenen Werte sind folgende (Tabelle 62).

Tabelle 62.

Zeit	E_+	E_-
7h 48 p.—8h 00 p.	—	1,045
	—	1,013
8h 09 p.—8h 21 p.	0,910	—
	1,365	—
8h 58 p.—9h 10 p.	—	0,785
	—	0,886
9h 19 —9h 31 p.	1,373	—
	1,620	—

Geschlossen und in Ruhe ergaben hiebei die beiden Apparate nach diesen Messungen in 10 bezw. 12 Minuten einen Voltverlust von 0,0 bezw. 0,6 Volt, also verschwindend wenig gegenüber den hohen oben angegebenen Werten.

Eine Zusammenstellung aller bei Föhnstimmung oder Föhnwind erhaltenen Werte der E, Q, p gibt die Tabelle 63.

Tabelle 63.

E_+		E_-		Q_+		Q_-		Q		p		p'
1,247	28	0,945	21	0,434	22	0,115	7	0,301	29	1,44	29	1,32

Man sieht aus dieser Tabelle, daß sowohl die E_+ wie auch die E_-, wenn auch diese in etwas kleinerem Maße, ganz enorme Größen erreichen. Dabei ist zu sagen, daß die Werte, besonders für E_+, wie sie für diese Tabelle Verwendung fanden, durchwegs sehr hohe sind. Nur ein Wert E_+ ist unter 0,800, die überwiegende Mehrzahl weit höher. Auch die Q sind von ganz bedeutender Höhe und zwar ebenfalls fast alle erhaltenen Werte. Die p sind, wie aus der Natur dieser Messungen erhellt, von schwankender Größe, das Mittel ist aber immerhin hoch gegenüber den sonstigen Werten von p.

Potentialgefällemessungen sind natürlich bei eigentlichem Föhn schon wegen der Flammenkollektoren ausgeschlossen. Jedoch kann wegen der V und ρ wenigstens auf die Tabellen 77, 78 der Transparenz verwiesen werden, wo die Messungen, die bei vorzüglicher Klarheit der Luft erfolgt sind, ganz besonders kleine ρ ergeben haben, während auch die V kleinere Werte gegenüber den anderen Sichtigkeitsverhältnissen aufweisen. Das gilt in gleichem Maße für Sommer- und Winterwerte, mit dem Bemerken, daß die Winterwerte große negative ρ aufweisen.

Das Verhalten der E, V und ρ erklärt sich wohl nur dadurch, daß durch die Föhnluft zwar leichter bewegliche, aber besonders durch ihre große Menge für beide Zeichen und durch großen positiven Überschuß ausgezeichnete Ionen von den Bergen herabkommen.

Daß wirklich die Ionenmenge bei Föhn sehr gesteigert ist, wird noch wahrscheinlicher gemacht durch die Arbeiten von Gockel,[1]) der aus seinen Beobachtungen und aus denen von Saake[2]) eine außerordentlich gesteigerte Aktivierungszahl A = 100—150, ja bis 420 an Föhntagen nachweist. Daß diese starke Aktivität bei Föhn aus den höheren Luftschichten stammt, kann, wie Gockel betont,[3]) nicht in Abrede gestellt werden.

Der Umstand, daß im Sommer, wo doch auch Fallwinde vorkommen, ein so stark auffallender Einfluß dieser nicht wie im Winter hervortritt, wenn auch die E und besonders die Q

[1]) A. Gockel, Phys. Z. 5, 593, 1904; Met. Z. 23, 63, 1906; Met. Z. 23, 341, 1906.

[2]) Saake, Phys. Z. 4, 873, 1903.

[3]) A. Gockel, Phys. Z., 5, 593, 1904.

und p bei Südwind (Bergwind) viel höher sind als sonst, zeigt eben, daß im Sommer die Wirkung der Fallwinde vielfach von der Bodenatmung, was schon Czermak[1]) betont hat, und, wie ich beifügen möchte, von der gesteigerten Konvektionswirkung, die auch den Fallwind nicht so heftig auftreten läßt, überdeckt wird, während im Winter bei gefrorenem Boden und oft auch Schnee die Bodenatmung ausgeschaltet und die Konvektion unwirksam ist.

Es wäre übrigens, einer neueren Auffassung Gockels[2]) entsprechend, wohl denkbar, daß vor Losbrechen eines eigentlichen Föhnsturmes unter Zusammenwirkung der absteigenden Luftbewegung und der Konvektion von unten her eine stagnierende Luftschicht mit starker Ladung an Ionen normaler Geschwindigkeit mit starkem positivem Überschusse sich bildet, die dann durch den eigentlichen Föhnsturm plötzlich zerstört wird und dann zu den ganz besonders hohen Werten der E Anlaß gibt.

Um den eigentlichen Gang der E an einem Föhntage zu zeigen, seien die am 6. 1. 6 ausgeführten Messungen samt Barometergang (Gefäßbarometer, im Zimmer abgelesen) in Figur 35, Taf. VI, mit einigen meteorologischen Daten vorgeführt. Leider waren an diesem Tage die Potentialmessungen schon vormittags $11^h 15$ wegen Verlöschens der Lichter durch den Wind aufgegeben und nachmittags nicht mehr fortgesetzt worden. Die ρ waren morgens negativ gewesen, aber vor 11^h mit Eintritt des Südwindes positiv geworden. Die E bilden sich unter Wirkung des Südwindes allmählich zu höherem Q aus, aber erst abends steigen sie plötzlich zu den hohen Föhnwerten an. Dieses Bild kann nur den Eindruck einer Steigerung der Ionenmenge geben, insbesondere da von geringer Feuchtigkeit an diesem Tage nicht gesprochen werden kann, wenn auch bei trockener Föhnluft eine Geschwindigkeitsvergrößerung durch Wasserabgabe seitens der molisierten Ionen eintreten mag.

Schon Czermak[3]) erwähnt, daß die Steigerung der Werte bei Föhn mehr für höheren Ionengehalt als für Geschwindigkeitsvergrößerung der Ionen in der Föhnluft spreche. Es mag übrigens gesagt werden, daß sich diese Steigerung der Ionenmenge nur auf die Menge der Ionen normaler Geschwindigkeit beziehen kann, die Menge der molisierten Ionen kann und wird dabei sogar vermindert werden. Über die gesamte Ionenmenge ε, wie sie etwa aus ρ geschätzt werden könnte, kann angesichts der Störung durch Überlagerung von positiven Schichten, die zu negativen ρ führen, nichts ausgesagt werden.

Die bei Südwind und bei Föhn festgestellten hohen Aktivierungszahlen[4]) könnten die Vermutung nahelegen, daß etwa im Apparate niedergeschlagene Zerfallsprodukte, aktive Niederschläge,[5]) zu den besonders hohen Werten von E_+ Anlaß geben möchten.

Jedoch ist zu beachten, daß unmittelbar nach einer Messung, im Ruhezustande des verschlossenen Apparates während 8—12(—15) Minuten, welche Zeit ja auch eine Messung in Anspruch nahm, der Spannungsabfall gemessen wurde, und daß dieser meist mehrmals täglich ermittelte Spannungsabfall V′ von dem Spannungsabfall während Luftdurchsaugung in Abzug kam. Dieses V′ ergab sich stets, auch bei Föhn, als geringfügige Größe. Dieser geringfügige Verlust V′ im Gegensatz zu der enormen Steigerung der Werte E beiderlei Zeichens legt den Schluß nahe, daß aktive Niederschläge im Apparate auch bei Südwind und Föhn nur in sehr geringem Grade zu den hohen E- und Q-Werten beitragen. Und auch dieser geringe Einfluß ist durch den Abzug der V′ wenigstens teilweise aus den Endwerten eliminiert.

---

[1]) Czermak, Denkschr. Wien. Ak. 74, 87, 1903.
[2]) A. Gockel, Met. Z. 23, 66, 1906.
[3]) Czermak, Denkschr. Wien. Ak. 74, 55, 1903.
Czermak, Phys. Z. 3, 185, 1902.
[4]) Siehe A. Gockel, Phys. Z. 5, 591, 1904.
[5]) Rutherford, Radioaktive Umwandlungen, Braunschweig 1907, Seite 96 u. f.; vergl. K. Kurz, Dissertation, Gießen 1907.

23. Beziehung des Potentialgefälles und der Dichte zum Barometergange.

Zunächst wollen wir in Tabelle 64 eine Anzahl von Sommerwerten V und ρ nach dem Verlaufe des Luftdruckes anordnen, wobei die Zeiten unmittelbar vor Gewittern ausgeschlossen bleiben sollen. Der Einfluß der Barometerunruhe auf die Dichte ρ ist hieraus deutlich zu ersehen. Die fallende Tendenz und noch mehr die in gleichem Sinne wirkende Unruhe bewirken ein ausgesprochenes Ansteigen der Dichte ρ, wie sie auch ein Ansteigen des Potentialgefälles, und zwar in V_1 wie in V_2 ersichtlich, begünstigen.

Tabelle 64.

Barometerkurve	V_2		V_1		ρ	
steigt ruhig	215,5	172	115,1	172	+0,395	172
fällt langsam und ruhig	197,6	346	109,0	346	+0,550	346
horizontal und ruhig	257,9	451	139,5	450	+0,571	450
horizontal, unruhig	268,2	435	146,4	434	+0,661	434
fällt stark, aber ruhig	294,1	56	160,7	56	+0,726	56
steigt unruhig	228,4	118	132,2	118	+0,973	118
fällt unruhig	361,4	93	200,0	93	+1,042	93

Der in Tabelle 65 ebenfalls angegebene Verlauf der V und ρ während der Wintermonate läßt den im Sommer ersichtlichen Einfluß des Luftdruckes absolut nicht erkennen. Hier, in den Winterwerten, sind die Dichtewerte und das Potentialgefälle vielmehr ganz vom Winde beherrscht.

Es sei hier darauf hingewiesen, daß die Messungen in Tabelle 65 bei gefrorenem Boden stattfanden, gefroren auch dann, wenn der Boden schneefrei war. Die Messungen in Tabelle 64 enthalten dagegen nur ausnahmsweise Messungen, bei denen der Boden, wenn auch nicht gefroren, so doch feucht und betaut war.

Tabelle 65.

Barometerkurve	V_2		V_1		ρ
steigt	389,6	72	189,8	72	—0,269
konstant	390,0	199	181,8	197	—0,713
fällt	376,2	159	176,3	158	—0,635

Die in Tabelle 65 gegebenen Werte für ρ sind aus den Mitteln der V_2 und V_1 berechnet. Die aus den einzelnen Messungen für ρ gezogenen Mittel für ρ_-, ρ_+ und ρ sind aus Tabelle 66 zu ersehen.

Tabelle 66.

Barometerkurve	$\rho-$		$\rho+$		ρ	
steigt	1,007	65	1,439	38	—0,105	103
konstant	0,994	269	0,298	103	—0,644	372
fällt	0,896	169	0,351	59	—0,575	228

Das Sinken des Barometerstandes kann in seiner Wirkung auf die luftelektrischen Verhältnisse der Bodenschichten nach meinen Messungen im Sommer nicht übersehen werden; gleichgültig ist dabei, ob sich das Sinken in ersichtlichem Fallen der Barometerkurve ausspricht oder in mehr oder weniger starker differentialer Unruhe.[1])

[1]) Vergleiche auch: A. Gockel, Met. Z 21, 65, 1906.

Spricht das schon an und für sich für die Existenz intensiver Bodenatmung, so noch mehr der Umstand, daß im Winter der Einfluß des Barometerganges ausgeschaltet und die Gestaltung der lokalen luftelektrischen Verhältnisse der untersten Schichten von den Winden abhängig wird.

In Hinsicht auf das Potentialgefälle ist der Zusammenhang mit dem Sinken des Luftdruckes schon mehrfach festgestellt[1]) worden, besonders aber die auch aus meinen Messungen sich ergebende Phasendifferenz zwischen dem Gange des Potentialgefälles und dem Barometergang durch Lüdeling betont worden, der die Ebertsche Hypothese der Bodenatmung allein schon wegen des offensichtlichen Zusammenhangs des Potentialgefälles mit dem Luftdrucke bestätigt findet.

24. Beziehung des Barometerganges zu den Ionenzahlen E, Q, p.

In Tabelle 67 und 68 sind die im Sommertypus erhaltenen Werte der Ionenzahlen E, Q, p nach steigendem, konstantem und fallendem Barometerstande angeordnet.

Tabelle 67.

Barometergang	E_+		E_-		Q_+		Q_-		Q		p		p'
steigt steil	0,335	11	0,337	11	0,092	4	0,114	6	+0,031	10	0,94	10	0,99
steigt ruhig, langsam	0,382	9	0,363	9	0,161	4	0,122	5	+0,004	9	1,12	9	1,05
bleibt ruhig, konstant	0,463	67	0,320	66	0,214	64	0,121	12	+0,161	76	2,04	46	1,44
fällt ruhig, langsam .	0,474	38	0,408	39	0,149	33	0,088	15	+0,075	48	1,29	47	1,16
fällt unruhig	0,558	26	0,442	28	0,233	21	0,196	9	+0,104	30	1,45	30	1,26
unruhig, horizontal .	0,579	41	0,445	38	0,234	32	0,095	10	+0,155	42	1,68	42	1,30
fällt stark, aber ruhig	0,566	39	0,338	33	0,198	31	0,094	6	+0,151	37	1,47	36	1,68
steigt unruhig . . .	0,676	13	0,552	15	0,190	8	0,200	4	+0,060	12	1,17	12	1,26

Tabelle 68.

Barometerkurve	E_+		E_-		Q_+		Q_-		Q		p		p'
steigt	0,482	33	0,436	35	0,185	16	0,149	14	+0,015	30	1,08	31	1,10
konstant	0,510	108	0,365	104	0,220	96	0,109	22	+0,159	118	1,91	118	1,40
fällt	0,529	103	0,395	100	0,188	85	0,122	30	+0,107	115	1,39	113	1,34

Nicht zu verkennen ist, daß die E, besonders die E_+ bei fallendem Barometergange die größten Werte aufzuweisen haben, bei steigendem hingegen die kleinsten Werte. Überzeugend folgt das aus den Anordnungen nach steigendem, konstantem und fallendem Barometerstande kurzweg in Tabelle 68 und ebenso aus der noch weitergehenden Teilung in Barometerruhe und -unruhe, wie sie in Tabelle 67 gegeben ist.

Der Wert für E_- in Tabelle 68 für steigenden Barometerstand widerspricht dem nicht, wenn man die Herkunft dieses Wertes nach Tabelle 67 berücksichtigt. Der anscheinend überraschend hohe Gang der E_- rührt nämlich, wie man aus Tabelle 67 sieht, daher, daß bei unruhig steigendem Barometer die Werte sich höher ergeben haben als bei ruhig oder steil steigendem Barometer.

Auch die Q und p sind für steigenden Barometergang weit kleiner als für fallenden.

Daß für konstanten Barometerstand sich höhere Werte für Q und p ergeben haben, ist zum Teil darin begründet, daß hier öfter kleine E_- aufgetreten sind, die E_+ hingegen sich gut in die Reihe einfügen. Die beigesetzten $p' = \frac{\Sigma E_+}{\Sigma E_-}$ folgen dem Gange der E viel besser als die p.

[1]) H. Ebert, Met. Z. 21, 204, 1904; A. Gockel, Koll. Frib. 4, 5, 1902; Phys. Z. 4, 270, 871, 1903; Phys. Z. 5, 257, 1905; Lüdeling, Met. Z. 23, 121, 1906.

Dem Gange der Q möchte ich weniger Gewicht beilegen als dem Gange der E, da die Q ja auf mehrfache Weise aus den E-Werten interpoliert sind.

Somit kann gesagt werden, daß auch die Ionenzahlen E, Q, p mit fallender Barometerkurve zunehmen, mit steigender aber abnehmen, während für konstanten Barometerstand wenigstens die E zwischen den beiden anderen Werten die Mitte halten. Bemerkt mag auch werden, daß bei steigendem Barometer die negativen Q_- verhältnismäßig oft auftreten, während sie sonst weit seltener sind. Leider ist die Zahl der Messungen bei steigendem Barometerstande zu klein, um hieraus bindende Schlüsse zu ziehen.

Die in Tabelle 69 gegebene Anordnung der Winterwerte nach steigendem, fallendem und konstantem Barometergange läßt den im Sommer bemerkten Gang der Werte E wenig erkennen. Auffallend ist hier aber, daß p für konstante und steigende Barometerkurven sehr kleine Werte annimmt, im Gegensatz zu den p für fallende Barometerkurven.

In gleicher Weise unterscheiden sich auch die Q bei fallendem Barometer von den Werten bei steigendem und konstantem Luftdruck. Jedoch ist auch hier der verhältnismäßig hohe Wert der Q und p bei sinkendem Luftdruck mehr durch Erniedrigung von E_- als durch Erhöhung von E_+ veranlaßt.

Tabelle 69.

Barometerkurve	E_+		E_-		Q_+		Q_-		Q		p		p'
steigt steil	0,294	2	0,375	4	—	—	0,081	2	—0,081	2	0,80	2	0,78
steigt ruhig, langsam	0,521	47	0,458	44	0,144	32	0,130	15	+0,055	47	1,21	47	1,14
steigt unruhig . . .	0,300	6	0,352	6	0,022	4	0,089	4	—0,034	8	0,97	8	0,85
ruhig horizontal . .	0,491	86	0,448	77	0,153	69	0,132	37	+0,054	106	1,20	106	1,09
unruhig horizontal . .	0,431	14	0,421	18	0,124	11	0,168	4	+0,046	15	1,16	15	1,02
fällt ruhig, langsam .	0,520	86	0,398	84	0,186	89	0,108	23	+0,126	112	1,49	112	1,31
fällt stark, ruhig . .	0,443	67	0,377	65	0,154	76	0,083	14	+0,117	90	1,44	90	1,17
fällt stark, unruhig .	0,634	16	0,508	16	0,201	12	0,103	4	+0,062	16	1,34	13	1,25
fällt stark	0,480	83	0,403	81	0,161	88	0,088	18	+0,118	106	1,42	103	1,19
steigt überhaupt . .	0,488	55	0,441	54	0,129	36	0,118	21	+0,038	57	1,16	57	1,11
konstant überhaupt .	0,482	100	0,444	95	0,149	80	0,135	41	+0,053	121	1,19	121	1,09
fällt überhaupt . . .	0,499	169	0,401	165	0,173	177	0,099	41	+0,122	218	1,46	215	1,24

Immerhin ist bei sinkendem Luftdruck Q und p auch bei Weglassung der besonders niedrigen E_- noch größer gegenüber denen bei steigendem und konstantem Luftdruck, wo sich die p und p' nahe an der Grenze bewegen, die durch den Quotienten der Ionengeschwindigkeiten $r = \frac{u_-}{u_+}$ gegeben ist. Auch mag hier noch bemerkt werden, daß eine Reihe von hohen E, die bei deutlichem Südwind und stark fallendem Barometer erhalten worden waren, in die Tabelle 69 nicht aufgenommen worden sind, um diese von den stets abnorme Verhältnisse bedingenden Föhnwirkungen frei zu erhalten.

Durch Zerstreuungsmessungen wurde von Zölß[1]) ein Zusammenhang mit dem Barometergange nach der Theorie von Ebert festgestellt, auch Lüdeling[2]) zeigte den entgegengesetzten Gang der Zerstreuung und des Luftdruckes. Für den Gang des Quotienten q der Zerstreuungswerte stellt Gockel[3]) Übereinstimmung mit dem Gange des Luftdruckes fest (Zusammenfallen der Minima), jedoch bemerkt er hiebei,[4]) daß die Zerstreuung auch sehr von der Feuchtigkeit

[1]) Zölß, Phys. Z. 6, 129, 1905.
[2]) Lüdeling, Phys. Z. 5, 447, 1904.
[3]) A. Gockel, Arch. d. scienc. phys. et nat. 17, 93, 1904; Koll. Frib. 4, 5, 1902.
[4]) A. Gockel, Met. Z. 22, 98, 1905.

abhänge. Andererseits gibt Gockel[1]) an, bei fallendem Barometer, heiterem Wetter und aufsteigendem Luftstrom sei $q < 1$. v. Schweidler findet[2]) bei den Zerstreuungsmessungen die Abhängigkeit vom Luftdruck wenig ausgesprochen; er gibt an,[3]) daß die Tage mit fallendem und die mit steigendem Luftdruck fast gleiche Tagesmittel ergeben. Andererseits geben seine Messungen[4]) wieder einen täglichen Gang der Zerstreuung analog der Temperatur. Auch Conrad[5]) findet, daß Steigen und Sinken des Luftdruckes keinen Einfluß auf Z und q habe, während er für höheren Barometerstand größere Zerstreuungswerte erhielt. Indessen ist zu bedenken, daß die Zerstreuung Z eine komplexe Größe ist.

Was die Mengen E, wie sie im Ionenzähler sich ergeben, betrifft, so bemerkt Gockel,[6]) daß bei raschem Fallen des Barometerstandes der Ionengehalt zunehme; andererseits sagt er aber, E_+ wachse mit zunehmendem Emanationsgehalte A, der, wie er[7]) angibt, mit zunehmendem Luftdruck, also absteigender Luftbewegung zunimmt. Er findet,[8]) daß mit zunehmendem Luftdrucke auch die Ladung der positiven Ionen E_+ (also derjenigen mit normaler Geschwindigkeit) zunehme, wie auch der Zerstreuungskoeffizient der negativen Elektrizität, damit auch q und das Potentialgefälle bei steigendem Barometerstande wachsen.

Daß wachsende E_+ bei antizyklonaler Wetterlage der Bodenatmung nicht widersprechen, ist dort schon betont worden. Bei der geringen Amplitude der E und Z sind übrigens solche widersprechende Erscheinungen recht gut möglich, insbesondere da ja auch noch andere Faktoren die Ionenmenge und Ionengeschwindigkeit beeinflussen als der Gang des Luftdruckes. Die Mengen E_+ und E_- der Ionen von normaler Beweglichkeit, also bloß eines Bruchteiles der gesamten Ionen ε_+ und ε_-, geben zudem nur ein relatives Maß der atmosphärischen Elektrizitätsmengen, die einzig durch die Gesamtmengen ρ bezw. ε_+ und ε_- richtig dargestellt werden. Auch lokale Einflüsse, vor allem Feuchtigkeit, können das Bild, wie es die E geben, ganz anders gestalten.

Immerhin ist es bemerkenswert, daß die Mehrzahl der bisherigen Messungen der Z und E, mit meinen Messungen übereinstimmend, eine Zunahme der Menge der normalen Ionen und des positiven Überschusses mit fallendem Luftdrucke ergeben haben.

25. Verhalten des Potentialgefälles und der Dichte vor Gewittern.

Ein besonderes Interesse bietet der Verlauf der V und ρ vor und während Gewittern.

Vor allem fällt auf, daß die V zu diesen Zeiten sich als sehr unbeständig erweisen. Es genügt, daß ein Wetter in weiter Ferne niedergeht, etwa über dem Wendelstein oder weit im Westen, um überaus stark schwankende Werte der V zu bekommen. Bei jedem in weiter Ferne niedergehenden Blitze zucken die Blättchen plötzlich um eine ganze Anzahl von Skalenteilen auf, oft genug sogar bis zum Anschlagen. Die ρ wechseln ebenfalls stark, sind bald positiv, bald negativ.

Es sei eine kurze Charakteristik für einige genauer beobachtete Gewitter hier angegeben.

Am 5. 5. 6, $1^h 48$ p. war die Bewölkung Cumuli 6–4, besonders im Süden, die Transparenz 6, Wind E, dann S, dann Stille, Barometer im allgemeinen konstant, macht aber viele kleine Schwankungen. Um $2^h 33$ p. bricht das Gewitter im E und NE los. Am Beobachtungs-

[1]) Gockel, Phys. Z. 4, 267, 1902.
[2]) v. Schweidler, Sitz.-Ber. Wien. Ak. 115, IIa, 371, 1906.
[3]) v. Schweidler, Sitz.-Ber. Wien. Ak. 114, IIa, 1714, 1905.
[4]) v. Schweidler, Sitz.-Ber. Wien. Ak. 111, IIa, 1469, 1902.
[5]) V. Conrad, Sitz.-Ber. Wien. Ak. 111, IIa, 341, 1902.
[6]) A. Gockel, Met. Z. 22, 97, 1905.
[7]) A. Gockel, Phys. Z. 5, 591, 1904.
[8]) A. Gockel, Met. Z. 22, 99, 1905.

platze ist Sonnenschein bis $3^h\,20$ p. Etwa um $3^h\,10$ sind die Cumuli im ganzen Gürtel von E, N, W. Sie kommen immer näher, $3^h\,27$ bricht das Gewitter am Beobachtungsplatze los.

Aus den währenddessen erhaltenen V_{21} und V_{10}, die abwechselnd am selben Elektroskope abgelesen wurden, ergaben sich folgende, auf gleiche Zeiten interpolierten Werte für V_2, V_1, ρ. Der letzte Wert für V_1 (276) ist noch ganz sicher abgelesen (siehe Tabelle 70).

Tabelle 70.

Zeit	V_2	V_1	ρ	T	f	F	Bew.	Transp.	Wind	
$1^h\,48$—$1^h\,53$ p.	561	296	+0,837	16,4	7,5	54	6	6	E_1	Cu., bes. schwarz im Süden
$1^h\,53$—$2^h\,00$ p.	Stets angeschlagen für $L_{21} = V_2 - V_1$ und $L_{10} = V_1$									
$2^h\,00$—$2^h\,10$ p.	136	64	−0,216						S_1	Sonne; Wind umgeschlagen
	116	60	+0,108							
	114	56	−0,054							Mit den Ablesungen ausgesetzt
$2^h\,33$	266	143	+0,540	19,8	8,4	49				Gewitter im E und NE
	276	158	+1,080							Stets Sonne. Cum. im N
$2^h\,39$	311	174	+0,999							
	317	160	+0,081							
	299	146	−0,189							
	327	177	+0,729							
	365	208	+1,377							
	373	208	+1,161							
	359	208	+1,539							
	315	178	+1,107							
$2^h\,56$	296	148	0,000							
	293	134	−0,648							
	227	120	+0,351							
	207	151	+2,565							
	261	183	+2,835	21,4	8,1	42	4	6	still	Sonne. Cum. im ganzen Gürtel E, N, W, kommen immer näher
	233	132	+0,837							
	163	81	−0,027							
	145	81	+0,459							
$3^h\,20$	145	81	+0,459						N_1	Sonne bedeckt
$3^h\,27$ p.	242	178	+3,078							Gewitter bricht los, ist aber weniger heftig, als erwartet wurde
		276								

Die am 11. 5. 6 um $4^h\,56$ p. aufgenommenen Messungen wurden von Beginn an durch Gewitter in den Bergen gestört, die aus SE gegen den Beobachtungsplatz heranzuziehen schienen. Es herrschte erst Wind S_1, dann E_1, darauf, während des größten Teils der Messungen Windstille am Beobachtungsplatze. Erst am Schlusse der Messungen, $6^h\,20$ p. stellte sich E_2 ein. Um $5^h\,15$ p. waren Cumuli über das ganze Firmament zerstreut (Bewölkung 8, aber Sonne bloß von 5^h bis $5^h\,30$ bedeckt, Transparenz 8). Der Barometerstand ging nachmittags zurück, die Temperaturtageskurve zeigte starke Schwankungen (5^h p.: $T = 20{,}3°$, $f = 9{,}5$, $F = 54\%$; um $5^h\,40$ p. $T = 18{,}5$, $f = 9{,}2$, $F = 58\%$). Um $5^h\,32$ p. stand das Gewitter über Brannenburg und Kufstein. $5^h\,48$ ging der erste Blitz über dem Wendelstein in weiter Ferne nieder. Bei jedem Blitze, der im Wendelsteingebiet niedergeht, schnellen die Blättchen des Elektroskopes (für L_{21} und L_{10}) um zirka vier Skalenteile auf. Dabei wandern sie bis zur Beendigung der Messungen um $6^h\,30$ in immer rascherem Tempo je bis zum Anschlagen. (Vor dem Beginne des Blitzens hatten sich für V_2 396 Volt, für V_1 175 Volt im Mittel ergeben, also negative ρ, $\rho = -1{,}026$.) Das Zeichen der Ladung ist mehrfach bestimmt worden und ergab sich stets positiv. V_1 ist seit dem Niedergange von Blitzen sicher größer als 370 Volt, $V_2 - V_1$ (d. i. die Ablesung zwischen L_2 und L_1) ist, wie aus dem weit beschleunigteren Wandern zum Anschlagen geschlossen werden kann, noch weit größer, also ρ überwiegend negativ.

Es war interessant, bei voller Windstille das beharrliche Aufsteigen der Blättchen zu verfolgen und sie mit jedem fernen Blitze momentan aufzucken zu sehen.

Am 4. 7. 6 um 5^h p. war ein Gewitter im Westen. Bewölkung Nimbus 9, Transparenz 4, Windstille. Elektroskop A ($L_2 - L_1$) schlug immer an, also $V_2 - V_1 > 400$ Volt, V_1 aber war nur minimal. Da sich Rauch auf die Wiese schlug und dann auch vereinzelte Tropfen fielen, wurde um 6^h zu messen aufgehört.

Am 22. 5. 7 fiel der Barometerstand von 8^h a. bis 5^h p. um $2^1/_2$ mm. Bei Wind E_{1-3}, am Schlusse W_1, bei Transparenz 8 und Bewölkung Stratus 9 aber Sonnenschein zeigte sich während der Messungen um $3^h 45$ p. ein Nimbus im Westen, der langsam näher kam. $4^h 10$ war Donner zu hören. $4^h 40$ zeigte sich im Westen ferne der erste Blitz, worauf mit Regen in großen Tropfen das Gewitter am Beobachtungsplatze losbrach. Seit 4^h p., besonders aber seit $4^h 30$ zeigten sich für V_2 und V_1 recht stark schwankende Werte mit plötzlichem Aufschnellen der Blättchen (Die abgelesenen Werte der letzten gemessenen Dekade $4^h 30$ bis $4^h 40$ schwanken für V_2 zwischen 65,7 und 340 Volt, für V_1 zwischen 61,5 und 185,3 Volt!), wobei die Dichte ρ meist positiv, aber auch schwach negativ ausfiel. Das Zeichen der Blättchen, also der oberen Flamme ist plus. Die Dekadenwerte sind in Tabelle 71 angegeben.

Tabelle 71.

Zeit	V_2	V_1	ρ	T	f	F	Transp.	Wind	
$2^h 53$ p.—$3^h 00$ p.	190,6	102,0	+0,362	23,0	10,6	51	8	E_2	Str. 9, Sonne
$3^h 00$ —$3^h 32$	124,7	82,0	+1,063	22,0	9,6	49	8	E_3	Str. 9, Sonne meist stark
$3^h 32$ —$3^h 49$	183,2	102,7	+0,601	21,0	9,6	52		E_1	Str. 9, Ni im W, Sonne bedeckt
$3^h 49$ —$4^h 07$	203,2	111,9	+0,558	20,8	10,2	56	7	E_1	Str. 9, Ni immer näher, Sonne bedeckt, $4^h 10$ Donner
$4^h 30$ —$4^h 40$	193,6	109,0	+0,657	20,8	10,2	56		W_1	Ni im W, S und Zenit, sonst Stratus

Am 25. 7. 7 wurde bei Wind E_{1-0} Transparenz 4 und Cu. Str. 6—9 von $6^h 30$ p. bis $7^h 40$ p. gemessen. Der Luftdruck war vormittags gesunken, von 12^h bis 6^h p. konstant, ging von 6^h p. bis 9^h p. zuckend aufwärts. Um $7^h 30$ war Donner im Süden zu hören, gegen 8^h p. brach das Gewitter los bis über 10^h p. hinaus. Die Blättchen zuckten von $7^h 30$ an stark aufwärts. Die V waren während der Messungen ständig stark zurückgegangen, die ρ zu sehr hohen Werten gestiegen.

Es seien die Dekaden in Tabelle 72 angeführt.

Tabelle 72.

Zeit	V_2	V_1	ρ	T	f	F	Transp.	Wind	
$6^h 32$—$6^h 40$ p.	241,1	129,5	+0,480	20,7	13,9	77	4	E_1	Cu. Str. 6, Sonne bedeckt
$6^h 40$—$6^h 46$	232,6	128,7	+0,671	20,6	13,9	77	4	E_1	Cu. Str. 6, Sonne bedeckt
$6^h 46$—$6^h 54$	236,2	128,6	+0,569	20,4	14,0	79	4	E_1	Cu. Str. 6, im SE. Sonne schwach
$6^h 54$—$7^h 00$	215,3	125,3	+0,957	20,2	13,9	79	4	E_{0-1}	Cu. Str. 6, im S u. SW, Sonne
$7^h 01$—$7^h 08$	186,6	112,3	+1,025	19,8	14,1	82	4	E_1	Cu Str. 6, Sonne bedeckt
$7^h 08$—$7^h 20$	141,5	103,9	+1,790	19,2	13,8	84	4	E_1	Cu. Str. 7, Donner
$7^h 20$—$7^h 30$	134,1	96,3	+1,578	19,0	13,7	84	4	E_0	Cu. Str. 9, Cu und Ni im S. Sonne hinter Wolken
$7^h 30$—$7^h 40$ p.	155,2	108,5	+1,668	18,9	13,4	83			Donner im Süden

Das Ansteigen dieser Werte ρ ist wohl nur durch die Luftdruckschwankung bedingt.

Daß aber hohe ρ auch weit früher vor einem Gewitter vorkommen können, zeigen die Messungen vom 26. 5. 7, wo vormittags 10 bis 11^h bei schon tags vorher horizontaler Barometer-

kurve (mit drei Zuckungen) aber starker Sonnenstrahlung die zwei Dekaden (Tabelle 73) gefunden wurden. $11^h\,50$ war Ansatz zu Cumuli im Süden zu bemerken, die nach 12^h rasch umfangreicher wurden. Erst um 2^h p. aber brach eine Reihe schwerer Gewitter mit Hagel los, die spät in die Nacht andauerten.

Tabelle 73.

Zeit	V_2	V_1	ρ	T	f	F	
$10^h\,10$—$10^h\,20$a.	171,7	103,4	+0,949	26,7	16,2	63	Ci_1, E_1, Transp. 6, Sonne sehr intensiv
$10^h\,25$—$10^h\,40$	159,9	99,8	+1,070	27,1	16,2	61	Beide Stäbe zu weich geworden

Auffallend sind die hohen Werte von ρ, die sich regelmäßig kurz oder längere Zeit vor Gewittern ergeben, und zwar kurz vor den Gewittern meist mit abnehmendem Potentialgefälle V. Die genaue Beobachtung dieser regelmäßigen Erscheinung drängt zu der Anschauung, daß diese hohen Dichtewerte eher eine der Ursachen der Gewitter seien, als eine ihrer Begleiterscheinungen. (Siehe auch S. 84—85.)

26. Die Ionenzahlen E, Q, p vor und während Gewittern.

Für den Verlauf der Ionenzahlen während eines Gewitters mögen die Werte vom 11. 5. 6 in Tabelle 74 angeführt werden, die durch ein in den Bergen niedergehendes Gewitter, das schließlich heranzog, während der ganzen Dauer der Messung gestört waren.

Tabelle 74.

Zeit	E_+	E_-	Q	p	T	f	F	Transp.	Wind	
$4^h\,00$p.—$4^h\,15$p.	0,694	0,384	+0,310	1,71	18,5	9,6	60	7	NE_1	Cum. 4, bes. i. Süden. Sonne bedeckt. Gewitter in den Bergen. Barom. fällt 1^h—4^h p. stark, 4^h30 bis 7^h p. unruhig konstant
$4^h\,18$ —$4^h\,31$	0,402	0,192	+0,384	2,09	21,3	10,2	54	7	NE_1	Bew. 5, Sonne
$4^h\,36$ —$4^h\,49$	0,599	0,322	+0,277	1,86	20,2	10,2	57	7	NE_1	Bew. 6, Sonne bedeckt
$5^h\,07$ —$5^h\,20$	0,350	0,559	—0,209	0,63	20,3	9,5	54	8	NE_2	Bew. 7, Sonne bedeckt, dann offen
$5^h\,24$ —$5^h\,38$	0,662	0,276	+0,392	2,40	18,8	8,6	53	8	E_2	Bew. 8, Sonne bedeckt
$5^h\,39$ —$5^h\,53$	0,407	0,176	+0,231	2,31	18,5	9,2	58	8	E_{0-2}	Bew. 8, Sonne bedeckt
$6^h\,13$ —$6^h\,25$	0,413	—	—	—	17,0	8,9	62	8	E_{0-2}	Bew 8, Sonne bedeckt, am Schlusse offen
$6^h\,27$ —$6^h\,40$	0,599	0,118	+0,481	5,09	16,8	8,5	60	9	S_3 warm	Bew. 9, Gewitter in nächster Nähe. Wind warm. Nach der Messung beginnt es zu regnen, das eigentliche Gewitter zieht vorbei
Mittel	0,519	0,290	+0,267							

Wie besonders aus den Q und p ersichtlich ist, ist eine ganz bedeutende Unipolarität der normalen Ionen vorhanden, die einerseits durch hohe E_+, andererseits durch niedere E_- veranlaßt ist.

Am 5. 5. 6 war der Luftdruck im allgemeinen konstant, machte aber viele kleine Schwankungen. Während der Messungen zeigte sich im Osten ein Gewitter, das nach einer Stunde an den Beobachtungsplatz heranzog. Die Messungsergebnisse sind in folgender Tabelle 75 angegeben.

Tabelle 75.

Zeit	E+	E−	Q	p	T	f	F	Transp.	Bew.	Wind	
1h 32—1h 49 p.	0,168	0,118	+0,050	1,43	16,4	7,4	54	6	7	SE_1	Sonne bedeckt
1h 56—2h 09	0,361	0,351	+0,010	1,03	19,8	10,3	60	6	6	SW_1	Sonne
2h 15—2h 29	0,591	0,367	+0,224	1,60	19,8	8,4	49	6	5	S_1	Sonne
2h 35—2h 49	0,413	0,080	+0,333	5,16	20,6	7,2	40	6	5	S_1	Sonne. Gewitter im Osten
3h 13—3h 27	0,921	0,974	−0,053	0,95	21,4	8,1	42	6	7	W_1	

Das Ansteigen der E und damit auch der Q und p ist kein zufälliges, wohl durch die Temperaturerhöhung, den Südwind und die Barometerunruhe veranlaßt. Daß schließlich die Q negativ werden, muß auf Rechnung des um 3h 20 heranziehenden Gewitters geschrieben werden.

Auch die Gewitter am 24. 7. 7 und 25. 7. 7 gaben zu hoher Unipolarität schon vor ihrem Ausbruch Anlaß. Leider waren die an diesen beiden Tagen eingeleiteten Geschwindigkeitsmessungen nicht von Erfolg begleitet. Die E, Q und p dieser beiden Tage sind in Tabelle 76 angeführt.

Tabelle 76.

Zeit	E+	E−	Q	p	T	f	F	Transp.	Bew.	Wind	
24. 7. 7											
7h 58—8h 10 a.	—	0,554	—	--	18,9	12,9	80	4	7	S_{0-1}	Sonne
8h 12—8h 22	0,551	0,396	+0,155	1,39	21,0	14,2	77	5	5	—	Sonne
8h 32—8h 45	0,576	0,383	+0,193	1,50	19,7	13,8	81	7	8—10	S_0	Sonne bedeckt. Gewitter im SW
10h 15—10h 28	0,359	0,317	+0,042	1,13	19,9	12,5	73	7	6	W_2	Cu. Str. Sonne bedeckt
10h 32—10h 46	0,627	0,463	+0,164	1,35	21,5	14,1	74	6	6	W_2	Sonne bedeckt
25. 7. 7											
6h 40 p.—6h 52	0,591	—	+0,296	2,00	20,4	14,0	79	4	6	E_1	Gewitter im SW. Donner hörbar; Sonne
6h 57—7h 07	—	0,296	—	—	19,5	14,0	83	4	6	E_1	Sonne bedeckt

Es ist nicht Zufall, daß, wenn besonders vormittags die Sonne recht drückend brennt und empfindliche Schwüle erzeugt, also bei Wetterlagen, wo dann häufig Gewitter auftreten, die Dichte Q und ganz besonders ρ zu bedeutend gesteigerten Werten Anlaß gibt. Wenn vormittags bei schwüler Luft hohe ρ erhalten werden, sehe ich das geradezu als Anzeichen dafür an, daß im Laufe des Tages Gewitter auftreten werden, auch wenn der Luftdruck sich noch konstant zeigt und noch keine Cumulusbildung sich anzeigt.

Auch v. Schweidler[1]) findet in ähnlicher Weise, daß bei auffallend hohen Morgenwerten der Zerstreuung mit großer Wahrscheinlichkeit im Laufe des Tages auf ein Gewitter zu rechnen ist und hebt auch den prognostischen Wert dieser Tatsache hervor. Unmittelbar vor und während des Gewitters findet er oft abnorm hohe Werte Z_+ und Z_- der Zerstreuung, während Conrad[2]) und Gockel[3]) auf Bergen vor Gewittern keine höheren Zerstreuungswerte erhielten, im Gegensatz zur Ebene, wie Gockel betont. Hingegen fand Gockel[4]) auch, daß Böen und Gewitter, oder der Übergang einer Cumulusdecke zu Regenwolken zu großen E_+ Anlaß geben, was mit meinen Beobachtungen stimmt, die vor Gewittern sehr große E ergeben haben. Damit stimmt auch die Auffassung Czermaks[5]) der, freilich wieder im Gegensatz zu Gockel, an

[1]) v. Schweidler, Sitz.-Ber. Wien. Ak. 114, IIa, 1713, 1905.
[2]) V. Conrad, Sitz.-Ber. Wien. Ak. 104, IIa, 335, 1905.
[3]) A. Gockel, Met. Z. 21, 36, 1904.
[4]) A. Gockel, Met. Z. 23, 65, 1906.
[5]) P. Czermak, Denkschr. Wien. Ak. 54, 76 und 85, 1903.

Tagen mit starker Cumulusbildung und mit Gewittern, also überhaupt aufsteigender Luftbewegung, wie sie ja vor Gewittern stets statt hat, recht hohe Werte der Zerstreuung, besonders der positiven Ionen, findet.

Die hohe Ionisierung vor Gewittern scheint speziell durch eine wegen der starken Sonnentätigkeit besonders gesteigerte Bodenatmung in Verbindung mit sehr regem Konvektionsstrom hervorgerufen zu sein, wobei der Barometergang eine sekundäre Rolle spielt.

Betont mag auch hier noch werden, was schon oben (S. 80) gesagt wurde, daß auch räumlich sehr entfernte Gewitter während ihres Niederganges das Potentialgefälle und die Dichte sehr stark beeinflußen. Die V steigen während eines fernen Gewitters zu enorm hohen Werten an, so daß die Elektroskope bei weitem nicht ausreichen. Bei jedem Blitze schnellen sie auf, wobei die höhere Lampe bei allen Proben positives Zeichen gab. Die ρ verhalten sich sehr unregelmäßig. Vor einem herankommenden Gewitter haben sie sehr hohe positive Werte, ein in der Ferne oder im Heranziehen sich entladendes Gewitter läßt die ρ sehr unregelmäßig, ja sprunghaft, sogar schwach negativ erscheinen.

All diese Änderungen der V und ρ während der elektrischen Entladungen haben wohl keine andere Ursache als die jeweilige Änderung des Erdpotentials. Daß solche Änderungen trotz der immensen Kapazität des Erdreservoirs möglich sind, leuchtet ein, wenn man bedenkt, daß die an sich schon ca. 6,0 bezw. 5,4 absolute Einheiten pro Kubikmeter betragende gesamte Elektrizitätsmenge in der untersten Luftschicht vor einem Gewitter noch bedeutend anschwillt, so zwar, daß $\mathfrak{E}_+ = 12$ bis 30 und mehr, $\mathfrak{E}_- = 11$ bis 27 und mehr absolute Einheiten pro Kubikmeter und $\rho = 1{,}0$ bis 3,0 absolute Einheiten pro Kubikmeter betragen kann. Pro Kubikkilometer liegt demnach in der dem Boden benachbarten Luftschicht von 1 m Dicke eine Elektrizitätsmenge von mindestens $\mathfrak{E}_+ = 4$ Coulomb, $\mathfrak{E}_- = 3{,}6$ Coulomb, also 0,4 Coulomb positiven Überschusses. Conrad[1]) hat auf anderer Grundlage die in Wolken (Cumulis) vorhandene Elektrizitätsmenge berechnet und findet pro Kubikkilometer eine Eigenladung von 1,39 Coulomb, was mit meiner Maximalzahl 1 Coulomb positiven Überschusses in den unteren Luftschichten ziemlich übereinstimmt.

27. Einfluß der Sichtigkeit der Luft auf das Potentialgefälle und die Raumdichte.

Die Anordnung der Sommerwerte nach Sichtigkeit der Luft entsprechend der oben gegebenen Transparenzskala (Seite 24) läßt ein Ansteigen der Raumdichte ρ mit zunehmender Klarheit der Luft nicht erkennen, eher das Gegenteil hievon, wie Tabelle 77 zeigt.

Tabelle 77.

Transparenz	V_2		V_1		ρ	
9	229,2	54	120,1	54	+0,299	54
8	217,7	196	118,4	196	+0,514	196
7	229,1	216	124,6	219	+0,541	219
6	268,3	644	146,7	643	+0,677	643
5	268,3	416	146,3	416	+0,653	416
4	220,0	451	121,9	451	+0,644	451

Auch aus der Zusammenstellung der Winterwerte in Tabelle 78 ist für die Dichte ρ nichts zu schließen. Das Potentialgefälle V hingegen zeigt, besonders im Winter (Tabelle 78) die Tendenz, mit abnehmender Klarheit der Luft größer zu werden.

[1]) V. Conrad, Einige Bemerkungen zur Wolkenelektrizität, Sitz.-Ber. Wien. Ak. 111, IIa, 342, 1902.

Tabelle 78.

Transparenz	V_2		V_1		p'
9	351,9	33	151,5	33	—1,321
8	354,2	44	175,3	44	—0,105
7	399,8	98	189,1	98	—0,585
6	497,9	99	234,6	98	—0,839
5	476,0	41	225,7	40	—0,806
4	471,2	118	227,7	119	—0,374
3	299,0	37	148,6	37	—0,059

Die p' der Tabelle 78 sind nicht Mittel aus den einzelnen p, sondern aus den Mitteln der V_2 und V_1 direkt berechnet.

28. Einfluß der Sichtigkeit der Luft auf die Ionenzahlen E, Q, p.

Der Vergleich dieser Ionenwerte mit der Transparenztabelle (S. 24) ist für die Sommerwerte in Tabelle 79 und für die Winterwerte in Tabelle 80 angegeben.

Tabelle 79.

Transparenz	E+		E—		Q+		Q—		Q		p		p'
10	2,732	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
9	0,843	8	0,461	8	0,175	6	0,263	1	+0,112	7	1,74	7	1,83
8	0,515	25	0,371	20	0,254	14	0,088	7	+0,139	21	1,52	21	1,39
7	0,563	33	0,382	35	0,275	29	0,214	5	+0,203	34	1,91	34	1,47
6	0,560	71	0,482	67	0,200	49	0,125	22	+0,099	71	1,40	71	1,16
5	0,465	61	0,361	62	0,192	56	0,108	18	+0,119	74	1,71	74	1,29
4	0,440	37	0,358	38	0,167	25	0,114	12	+0,076	37	1,45	36	1,23
3	0,382	12	0,307	12	0,162	12	0,112	6	+0,071	18	1,50	17	1,24
2	0,130	4	0,228	3	—	—	0,141	3	—0,141	3	0,48	3	0,57
1	0,315	3	0,202	2	0,020	1	0,059	1	—0,020	2	0,97	2	1,56

Tabelle 80.

Transparenz	E+		E—		Q+		Q—		Q		p		p'
10	0,993	33	0,761	23	0,353	30	0,070	5	+0,292	35	1,52	35	1,30
9+10	0,737	63	0,542	59	0,253	59	0,095	17	+0,175	76	1,41	76	1,36
7+8	0,543	89	0,473	88	0,170	71	0,130	31	+0,078	102	1,26	100	1,15
6	0,521	49	0,460	46	0,155	45	0,219	21	+0,036	66	1,23	66	1,13
5	0,453	57	0,413	49	0,103	51	0,087	17	+0,056	68	1,18	68	1,10
4	0,415	49	0,387	46	0,145	45	0,124	21	+0,054	66	1,38	66	1,07
3	0,334	46	0,268	40	0,094	42	0,073	12	+0,057	54	1,34	54	1,25
2	0,115	11	0,114	11	0,059	7	0,050	6	+0,009	13	1,25	13	1,00
1	0,140	2	0,192	2	—	—	—	—	—	—	—	—	0,73

In beiden Tabellen zeigt sich die anderwärts stets gefundene Abnahme der E mit abnehmender Klarheit der Luft, und zwar spricht sich dies durch alle Grade der Transparenzskala hindurch aus. Die Q und p zeigen besonders im Winter bei abnehmender Klarheit der Luft abnehmende Werte, nur für die bei geringer Klarheit erhaltenen Werte tritt, wohl eine Wirkung der Nebel, wieder eine kleine Steigerung der Q und p ein. Im Sommer ist bei den hohen Graden von Luftklarheit ein Ansteigen der Q mit abnehmender Sichtigkeit zu bemerken. Die Winterwerte von p und p' sind gerade bei starker Trübung der Luft sehr klein.

Hervorstechend sind die unter Ziffer 10 der Transparenzskala aufgeführten Winterwerte, die bei sogenannter Föhnklarheit erhalten worden sind, durch die besondere Größe aller Werte. Deuten die großen E auf große Menge der beiden Arten der normalen Ionen hin, so lassen die Q und p eine sehr große positive Unipolarität dieser Ionen normaler Geschwindigkeit erkennen.

Über den Einfluß von Staubkernen und Feuchtigkeitspartikeln, die ja in einer die Zahl der normalen Ionen zum Teil weit übertreffenden Menge in der freien Atmosphäre vorhanden sind,[1]) auf die Ionenzahlen E, Q, p kann nichts anderes gesagt werden, als was alle Beobachter bisher bei Zerstreuungsmessungen und Ionenzählungen schon übereinstimmend gefunden haben, nämlich daß die Ionen, und zwar entsprechend ihrer größeren Geschwindigkeit zunächst die negativen etwas mehr als die positiven an jenen Kernen festgelegt und dadurch in ihrer Beweglichkeit sehr beschränkt werden, so daß sie dem Zuge der elektrischen Kraft nicht mehr so gut folgen können.[2])

Aus diesem Grunde treten die Ionen dann in den Zerstreuungsapparaten und in den Ionenzählern bei vermehrter Adsorptionsgelegenheit, also geringerer Klarheit der Luft, in geringerer Zahl zutage, was sich aus meinen Tabellen 80 und 79 (S. 86) für Winter und Sommer so ergibt, wie es aus den Ergebnissen anderer Beobachter[3]) bereits feststeht.

Jedoch gilt das alles zunächst nur für die Ionen, welche ursprünglich normale Geschwindigkeit besaßen. Es findet sich aber in der Atmosphäre stets noch eine weit größere Menge von Ionen, die von vornherein schon molisiert sind, wie die Bestimmung der Dichte ρ aus dem Potentialgefälle im vorhergehenden gezeigt hat. Es ist nun anzunehmen, daß auch diese bei Vorhandensein einer geringeren Anzahl von Staubkernen und Wasserdampfpartikelchen an Zahl geringer sein werden, indem solche bei Besserung der Transparenz aus dem betreffenden Gebiete zum Teil durch Diffusion und Konvektion entfernt, zum kleineren Teil aber durch Umbildung in Ionen normaler Geschwindigkeit verwandelt werden.

So erklärt es sich, daß bei zunehmender Klarheit die E beide zunehmen, trotzdem etwa die Gesamt-$\mathfrak{E}$ dabei abnehmen. Besonders stark ist diese Zunahme der Menge der normalen Ionen E bei Eintritt der sogenannten Föhnklarheit; so stark, daß sie hier nicht mehr durch Umbildung der molisierten Ionen allein erklärt werden könnte, daß man hier vielmehr daneben noch an Verdrängung der mit molisierten Ionen beladenen Luftmassen einerseits und Neueinführung von Luft mit Ionen normaler Geschwindigkeit andererseits zu denken hat.

Die Verdrängung oder Umbildung der molisierten Ionen spricht sich in Tabelle 77 (S. 85) der Sommerwerte ganz deutlich in den ρ aus. Die Dichte ρ ergibt dort eine deutliche Abnahme mit zunehmender Klarheit der Luft. Es ist das auch ein Beweis dafür, daß die Annahme von Anfang an molisierter Ionen in weit größerer Zahl als sie den normalen Ionen zukommt, eine Realität habe. Daß in jener Tabelle gleichzeitig auch das Potentialgefälle V abnimmt, findet wohl in der Verminderung der Raumdichte ρ und der molisierten Ionen und damit auch der gesamten Ionenmengen $\mathfrak{E}_+$ und $\mathfrak{E}_-$ schon eine genügende Erklärung, gleichwohl wird auch noch eine Vermehrung der Ionen normaler Geschwindigkeit, wie sie aus der Tabelle 63 (S. 75) und 80 (S. 86) deutlich hervorgeht, durch Steigerung der Leitfähigkeit auf das Potentialgefälle vermindernd einwirken. Für die Rückbildung der molisierten Ionen in solche normaler Beweglichkeit sei an die Bemerkung von Conrad[4]) erinnert, wonach es den Anschein hat, als ob die Rückbildung den umgekehrten Gang mache wie die Molisierung selbst.

Wie nun aber die schon durch Bodenatmung in die Luft gekommenen und deshalb regelmäßig in der Atmosphäre vorhandenen molisierten Ionen bei zunehmender Luftklarheit aus einem

---

[1]) Siehe auch Lüdeling, Luftel. Mess.-Ergebn. d. Met. Beob. in Potsdam im Jahre 1902. Berlin 1905. S. X.

[2]) Siehe hierüber die zusammenfassende Darstellung von H. Ebert, Jahrbuch d. Radioaktivität und Elektronik. Über die Adsorption der Gasionen und ihre Bedeutung für die Luftelektrizität. III. Bd. Heft 1. Seite 61—92.

[3]) Siehe Simpson, Czermak, Gockel u. a.

[4]) V. Conrad, Sitz.-Ber. Wien. Ak. 114, IIa, 346, 1905.

Luftgebiete verdrängt werden können, so werden bei zunehmender Trübung auch solche durch Diffusion und Konvektion in das Gebiet hineingebracht werden können. Das ist in erster Linie bei Anfallen von Nebel, bei der in antizyklonaler Wetterlage im Herbst und Winter auftretenden winterlichen Dunstschicht, bei Ausbreitung von Rauch und auch bei Niederschlägen der Fall, ebenso auch bei Fortführung von Staubwolken und von Eiswolken, wie ich sie schon mehrfach erwähnt habe.

Bei meinen Messungen erwies sich Winternebel, soweit solcher überhaupt wegen Gefährdung der Isolation der Kollektorstäbe und der Ionenzähler noch zu Messungen benützt wurde, meist als teils schwach, teils stark positiv elektrisch und gab zu hohen V und niederen E Anlaß. Ebenso gab Winterdunst positive Werte E, aber stark negative ρ. Die Wirkung von Lokomotivenrauch ist schon Seite 60 besprochen worden.

Diese Zuführung von molisierten Ionen durch konvektive Vorgänge, die zum Teil auch mit Umbildung normaler Ionen zu molisierten Ionen verbunden ist und regelmäßig zu größerer Lufttrübung führt, muß als meist sehr empfindliche Störung des normalen Feldes aufgefaßt werden, ebenso wie die Zuführung von Ionen normaler Beweglichkeit bei Föhn. Die Transparenz ist sonach nur ein Gradmesser, inwieweit man bei den Beobachtungen sich dem idealen regulären Zustande genähert hat, keinesfalls aber ein die normalen Verhältnisse der gesamten Elektrizität mitbestimmender Faktor.

Wie schon Exner gefordert hat, muß man deshalb die Gesetze der Luftelektrizität zunächst frei von allen Störungen durch Lufttrübung, also die sogenannte Schönwetterelektrizität bei guter (nicht vorzüglicher) Transparenz darzustellen versuchen.

29. Ionenzahlen bei Niederschlägen.

Messungen bei Niederschlägen wurden, wie schon bemerkt, in der Regel vermieden. Jedoch kam es vor, daß man bei Messungen von Regen überrascht wurde oder unmittelbar nach Regen Messungen vorgenommen wurden. Potentialmessungen sind hiebei natürlich ausgeschlossen. Die wenigen Ionenzählungen hingegen, die sich unmittelbar vor, während oder nach Niederschlägen ergeben haben, und die in den vorhergehenden Tabellen in der Regel ausgelassen sind, seien in folgender Tabelle 81 für Sommer und Winter zusammengefaßt. Sie zeigen im Mittel, wie sich auch aus den Einzelwerten ergibt, daß bei Niederschlägen im Sommer positive, im Winter negative Unipolarität vorherrscht, daß aber diese im ganzen kleiner ist, als sich bei Schönwetter ergibt. Die sich meist in mittleren Werten bewegenden E_+ und E_- liegen hier meist näher zusammen, als sich sonst ergibt, wenn die bei schönem Wetter normalerweise wirkenden Faktoren sich besonders stark geltend machen.

Tabelle 81.

	E_+		E_-		Q_+		Q_-		Q		p		p′
Sommertypus	0,398	14	0,351	17	0,115	11	0,144	3	+0,059	14	1,36	14	1,13
Wintertypus	0,488	19	0,470	18	0,138	5	0,140	10	—0,048	15	0,93	15	1,04

30. Zusammenfassung der Potentialmessungen.

Faßt man die Potentialwerte des Sommertypus, und ebenso die des Wintertypus je zu einem Mittelwerte zusammen, so erhält man nach Tabelle 82:

Tabelle 82.

	V_2		V_1		$\rho-$		$\rho+$		ρ	
Sommertypus	241	1923	132	1942	0,454	119	0,665	1922	+0,600	2041
Wintertypus	407	623	194	1255	0,961	646	0,651	294	−0,475	940

Man sieht hieraus wieder, daß die V im Sommer klein sind, im Winter groß; daß weiters die ρ im Sommer fast stets positiv, im Winter aber öfter negativ als positiv sind, so daß ρ im ganzen im Sommer stark positiv, im Winter stark negativ ist.

Bildet man das Gesamtmittel aus den 1814 Messungen des Jahres 1906, so kommt trotzdem ein positiver Wert $\rho = +0{,}115 \frac{\varepsilon}{m^3}$ zum Vorschein. Bei Bildung dieses Mittels ist freilich nicht zu übersehen, daß die Messungen sich unregelmäßig über das ganze Jahr verteilen. Immerhin kann gesagt werden, daß im ganzen die freien positiven Ladungen in der Atmosphäre überwiegen.

31. Zusammenfassung der Ionenzahlen E, Q, p.

Eine Zusammenstellung der Ionenzahlen für den ganzen Sommer- und für den ganzen Wintertypus ist in Tabelle 83 gegeben. Diese Tabelle enthält nicht alle Ionenzahlen der Apparate A und L, sondern bloß etwa jene, die zu den übrigen Tabellen im allgemeinen verwendet worden sind.

Tabelle 83.

	E_+		E_-		Q_+		Q_-		Q		p		p'
Sommer	0,508	245	0,405	239	0,205	183	0,115	70	+0,116	253	1,57	254	1,25
Winter	0,476	377	0,401	373	0,150	329	0,126	135	+0,069	464	1,37	464	1,19

Hier tritt wieder die verstärkte Unipolarität der Ionen normaler Geschwindigkeit im Sommertypus zutage, die sich im höheren Werte für E_+ und noch mehr im größeren Werte der Q und p ausspricht. Die E_- sind im Sommer und Winter ziemlich gleich groß.

Faßt man die mit den Apparaten A und L erhaltenen Ionenzahlen, wie sie zur Monatstabelle (Tabelle 9, S. 39) verwendet wurden, ohne Rücksicht auf Sommer- und Wintertypus zu je einem Mittelwerte zusammen, so erhält man: $E_+ = 0{,}501\,(685)$, $E_- = 0{,}409\,(675)$ $Q = 0{,}0895\,(803)$, $p = 1{,}415\,(802)$.

Werden die mit Apparat K gefundenen Ionenzahlen je mit den entsprechenden Faktoren, wie sie sich aus Tabelle 4 (S. 16) ergeben (E_+ mit 1,17, E_- mit 1,75) multipliziert, so sind auch diese Werte mit den durch die Apparate A und L gefundenen einigermaßen vergleichbar.

Man hätte dann aus allen diesen Ionenzahlen E die Gesamtmittel:

$$E_+ = 0{,}498 \text{ (aus 901 Messungen)},$$
$$E_- = 0{,}422 \text{ (aus 891 Messungen)}.$$

Der Quotient $p' = \frac{\Sigma E_+}{\Sigma E_-}$ aus diesen Zahlen ergäbe sich für die Werte aus A und L zu $p' = 1{,}22$, für die Werte aus A, L, K zu $p' = 1{,}18$.

32. Messungen der mittleren, normalen Ionengeschwindigkeiten.

Es läßt sich nicht in Abrede stellen, daß die Geschwindigkeiten u der sogen. normalen Ionen und besonders das zuerst von Zeleny[1]) festgestellte Überwiegen der Geschwindigkeit der negativen Ionen über die der positiven von sehr großer Bedeutung im Elektrizitätshaushalte der Atmosphäre sind, wenn auch diese normalen Ionen E nur einen Bruchteil, nach meinen Ergebnissen etwa $\frac{1}{12}$ der gesamten Ionenmengen $\mathfrak{E}$ der Atmosphäre ausmachen.

Die Geschwindigkeiten der Ionen in freier Atmosphäre sind seither schon mehrfach bestimmt worden. Immerhin ist es wünschenswert, diese wichtigen Werte noch genauer festzulegen und speziell ihren Zusammenhang mit den lokalen und meteorologischen Einflüssen zu untersuchen, was freilich erst ein in Bezug auf die Meßdauer verbessertes Instrumentarium erfordert.

Nur v. Schweidler[2]) hat durch eine Anzahl von Zerstreuungsmessungen festgestellt, daß die Geschwindigkeit wahrscheinlich einen der relativen Feuchtigkeit entgegengesetzten täglichen Gang hat.

Meine Messungen der Geschwindigkeiten können wegen der geringen Zahl und wegen der immerhin bedeutenden Abweichungen vom Mittel nicht gut nach meteorologischen Faktoren getrennt werden.

Es ergab sich für die Normalgeschwindigkeit der positiven Ionen aus 64 Einzelmessungen der Mittelwert: $\overset{+}{u} = 0{,}938 \pm 0{,}053 \frac{cm}{sec.}$ pro $1 \frac{V}{cm}$, für die Normalgeschwindigkeit der negativen Ionen aus 51 Einzelwerten der Mittelwert $\overline{u} = 1{,}057 \pm 0{,}092 \frac{cm}{sec.}$ pro $1 \frac{V}{cm}$.

Als Quotient dieser Geschwindigkeitsmittel ergibt sich: $r = \frac{\overline{u}}{\overset{+}{u}} = 1{,}131 \pm 0{,}041$.

Auch in kleinere Gruppen zusammengefaßt, geben die u dem Gesamtmittel entsprechende Quotienten, wie aus Tabelle 84 ersichtlich.

In dieser Tabelle sind auch die Mittel der $p = \frac{1}{n} \sum_n \frac{E_+}{E_-}$, die genau gleichzeitig mit den u erhalten wurden, für dieselben Zeiträume eingetragen. Dabei mag bemerkt werden, daß die Zeit vom 10. 6. 7 bis 29. 8. 7 zum Teil schwül und feucht und gewitterreich war.

Tabelle 84.

Zeitraum	p		$\overset{+}{u}$		$\overline{u}$		$r = \frac{\overline{u}}{\overset{+}{u}}$
22. 5. 6—26. 6. 6	1,24	17	0,92	5	1,086	3	1,18
1. 7. 6— 8. 7. 6	1,46	32	1,048	16	1,281	11	1,18
20. 10. 6—25. 11. 6	1,55	22	0,942	22	1,098	18	1,17
10. 6. 7—29. 8. 7	1,61	24	0,853	21	0,843	17	0,99
22. 5. 6—29. 8. 7	1,47	95	0,938	65	1,050	49	1,12

Es mag darauf aufmerksam gemacht sein, daß die p sich stets höher halten, als die gleichzeitig enthaltenen Geschwindigkeitsquotienten, besonders hoch dann, wenn hohe Temperatur oder Sonnenstrahlung vorhanden ist.

Zunächst steht das Verhältnis der beiden Geschwindigkeiten im Vordergrunde des Interesses.

[1]) J. Zeleny, Phil. Mag. (5), 46, 120, 1898; Phil. Trans. A 195, 193, 1900.
[2]) v. Schweidler, Sitz.-Ber. Wien. Ak. 114, IIa, 1720, 1905.

Hiefür fand schon Zeleny[1]) für feuchte Luft $r' = \frac{1{,}57}{1{,}37} = 1{,}10$. Auch v. Schweidler erhielt $r' = \frac{\Sigma \bar{u}}{\Sigma \overset{+}{u}} = 1{,}10$ aus zehn Messungen, während meine Messungen, wie oben angegeben, $r' = \frac{1{,}057}{0{,}938} = 1{,}13 \pm 0{,}04$ ergeben. Ebert[2]) gibt als Mittel aus allen seitherigen Beobachtungen den Wert $r' = \frac{1{,}17}{0{,}95} = 1{,}23$ an.

Da die verschiedenen Störungen durch meteorologische Faktoren bei diesen Angaben nicht berücksichtigt sind, kann man diese Ergebnisse als einigermaßen übereinstimmend betrachten.

Andererseits ist auch das Verhältnis q der Zerstreuungswerte Z und das Verhältnis p der absoluten Ionenmengen E schon mehrfach ziemlich genau bestimmt worden.

Meine Messungen geben für das Verhältnis der E $p = 1{,}415$ aus 802 Einzelbestimmungen und $p' = 1{,}22$ oder bei Hinzunahme weiterer Messungen $p' = 1{,}18$ (siehe Seite 89).

Um einen etwaigen Einwand, daß diese hohen Werte dadurch entstanden sein könnten, daß auch bei trüber Luft gemessen wurde, wo doch die negativen Ionen besonders durch Molisierung ausgeschaltet sind, zu entkräften, soll hier das Mittel aus den Messungen mit den Apparaten A und L angeführt werden, die nur bei guter Transparenz, 9—6 der Skala (auch Föhnklarheit ist aus begreiflichen Gründen ausgeschaltet) stattgefunden haben.

Es ergibt sich dann für den Sommertypus:

$p = 1{,}56$ (aus 133 Messungen) $\qquad p' = \frac{0{,}572}{0{,}436} = 1{,}31$ (aus $\left.\begin{matrix}136\\130\end{matrix}\right\}$ Messungen).

und für den Wintertypus:

$p = 1{,}30$ (aus 207 Messungen) $\qquad p' = \frac{0{,}520}{0{,}454} = 1{,}14$ (aus $\left.\begin{matrix}201\\200\end{matrix}\right\}$ Messungen).

Es ist hieraus ersichtlich, daß die Quotienten p und p' im Sommer erheblich, im Winter viel weniger vom Quotienten r abweichen.

Nun fand aber v. Schweidler[3]) unter Hinweis auf Scherings[4]) theoretische Angaben, daß, wenn die Zerstreuungsapparate ohne Schutzzylinder an einem gegen das Erdfeld geschützten Orte aufgestellt sind, die Zerstreuungswerte Z der Leitfähigkeit in erster Näherung proportional sind.

Wenn nun andererseits wieder in erster Näherung mit Schutzzylinder $Z_- = Z_+$ gefunden wurde (Märzbeobachtungen; siehe Schering und auch Kurz),[5]) so würde das nichts anderes bedeuten als

$$\frac{k\, \overset{++}{n}\, u\, \varepsilon}{Z_-} = \frac{k\, \bar{n}\, \bar{u}\, \varepsilon}{Z_+} \quad \text{also:} \quad \overset{++}{n}\, u = \bar{n}\, \bar{u}, \quad \text{oder anders geschrieben:} \quad E_+ \overset{+}{u} = E_- \bar{u}.$$

Diese Beziehung hat auch Kurz[6]) unter Berücksichtigung des beim Gerdienschen und beim Ebertschen Apparate stattfindenden Niederschlages radioaktiver Substanzen auf die Zylinder aus Messungen mit diesen Apparaten abgeleitet und an dem vorhandenen Beobachtungsmateriale verifiziert, nämlich durch Messungen von Elster und Geitel[7]) auf Mallorka an sieben Augusttagen und solche von Mache und v. Schweidler[8]) in Seewalchen vom 7.—20. September sowie durch eine Reihe von eigenen Versuchen ohne nähere Zeitangabe.

---

[1]) J. Zeleny, Phil. Mag. (5) 46, 120, 1898; Phil. Trans. A 195, 193, 1900.

[2]) H. Ebert, Jahrbuch der Radioaktivität und Elektronik III. Band, Seite 83, 1906.

[3]) v. Schweidler, Sitz.-Ber. Wien. Ak. 114, IIa, 1718, 1905 und 115, IIa 1276, 1906.

[4]) Schering, Dissertation Göttingen 1904.

[5]) Kurz, Dissertation Gießen 1907, Seite 50.

[6]) K. Kurz, Dissertation Gießen 1907.

[7]) Elster und Geitel, Phys. Z. 7, 496, 1906.

[8]) v. Schweidler, Sitz.-Ber. Wien. Ak. 113, IIa, 1440, 1904.

Meine Messungen geben ein Wintermittel der p, das nur wenig größer ist als das Gesamtmittel meiner r (es ist nur zu bedauern, daß zur Zeit der winterlichen Ionenzählungen nicht gleichzeitig auch eine größere Reihe von Geschwindigkeitsmessungen vorgenommen werden konnte), so daß für den Winter sich meine Messungen recht wohl mit obigen Folgerungen vereinbaren lassen.

Anders aber im Sommer, wo die p sich fast stets als viel größer erweisen als der Wert r.

Zu einer Klarstellung dieser abweichenden Verhältnisse bieten die Voraussetzungen der Kurzschen Arbeit selbst die Hand. Der dort geführte Nachweis, daß in einer Luft, der eine bestimmte Anzahl von positiven und gleichviel negativen normalen Ionen in Form von Emanation zugeführt worden ist, ohne weitere Zufuhr von Ionen vermöge der Ionenadsorption ein Zustand sich herausbilden muß, der zur Beziehung $p = r$ führt, ist eben wenigstens im Sommer in der freien Atmosphäre sicher nicht gegeben. Hier hat man vielmehr mit steter Zufuhr von neuen Ionen und auch von direktem positiven Ionenüberschusse durch die Bodenatmung zu rechnen, während im Winter wenigstens dieser Faktor zum Stillstande gebracht ist. Auch im Winter scheinen sich übrigens die Werte dann nicht der Kurzschen Folgerung zu fügen, wenn sogen. Föhnluft einfällt. Der in der Tabelle 63 (S. 75) angegebene Wert der $p = 1{,}44$ und $p' = 1{,}32$ für Föhnbeobachtungen weicht immerhin stark ab vom sonstigen Wintermittel; freilich ist der Quotient r für Föhnzeit von mir nicht bestimmt worden. Seine Kenntnis wäre von großer Wichtigkeit für die Frage der Herkunft der Föhnelektrizität. Jedoch scheint auch der große Wert der p bei Föhn schon eine Stütze dafür zu sein, daß die starke Steigerung beider E bei Föhn nicht allein auf Rechnung der von den oberen Schichten herabkommenden Emanation geschrieben werden kann, daß vielmehr auch hier schon ein positiver Überschuß mit herabkommen muß, ob nun dieser nach Ebert von den Bergen herkommt oder aus einer in der Höhe schwebenden Schicht, wie Gockel vermutet, mag dahingestellt bleiben.

33. Messung der Leitfähigkeit.

Prekär gestalten sich, hauptsächlich wegen ihrer langen Dauer, die Messungen der Leitfähigkeit.

Nach Ausschaltung jener Werte λ, die bei unbeständigem Witterungszustande gemessen wurden und deshalb mehr oder weniger unwahrscheinliche Werte ergeben haben (besonders die Geschwindigkeitsmessungen sind öfters zu beanstanden gewesen), verbleiben die in Tabelle 85 dargestellten Messungen.

Die in der Tabelle angegebenen Werte der E und u sind jeweils schon Mittelwerte aus einigen Messungen.

Die in der untersten Horizontalreihe als Mittelwerte angeführten E und u sind die Mittel aus der betreffenden Kolonne.

Die in Klammern beigesetzten λ_+ λ_- endlich sind die Produkte dieser Mittelwerte ($\lambda_+ = E_+ \overset{+}{u}$ $\lambda_- = E_- \overline{u}$).

Nimmt man die auf Seite 89 gegebenen Mittelwerte für die aus A und L gewonnenen Ionenzahlen E_+ und E_-, sowie die auf Seite 90 gegebenen Mittel für die Geschwindigkeiten, so erhält man für λ den Wert:

$$\lambda = 0{,}501 \cdot 0{,}938 + 0{,}409 \cdot 1{,}057 = 0{,}470 + 0{,}432 = 0{,}902,$$

wobei sich der Wert $\frac{\lambda_+}{\lambda_-}$ auf 1,09 reduziert.

Nimmt man statt dieser E-Mittel die unter Zuziehung der durch Apparat K erhaltenen E gewonnenen Mittel (siehe Seite 89), so erhält man:

$$\lambda = 0{,}498 \cdot 0{,}938 + 0{,}422 \cdot 1{,}057 = 0{,}467 + 0{,}446 = 0{,}913$$

und der Wert $\frac{\lambda_+}{\lambda_-}$ sinkt weiter auf 1,06.

Tabelle 85.

Zeit	$E_+ \cdot \overset{+}{u} +$		$E_- \cdot \overline{u} =$		$\lambda_+ +$	$\lambda_- =$	λ	$\frac{\lambda_+}{\lambda_-}$
23. 5. 6	0.347	0.53	0,483	1,13	0,184	0,545	0,729	0,34
24. 5. 6	0,419	1,39	0,570	1,09	0,583	0,622	1,205	0,94
26. 6. 6	0,355	1,22	0,233	2,00	0,434	0,466	0,900	0,93
1. 7. 6a.	0,548	0,68	0,466	0,80	0,372	0,373	0,745	1,00
1. 7. 6p.	$0,664_4$	$1,382_2$	$0,253_3$	$1,368_2$	0,918	0,346	1,264	2,63
2. 7. 6p.	0,409	0,975	0,387	1,690	0,399	0,655	1,054	0,61
8. 7. 6a.	0,434	0,655	0,499	0,454	0,284	0,231	0,515	1,23
8. 7. 6p.	0,422	1,421	0,240	1,480	0,600	0,353	0,953	1,70
20. 10. 6	0,740	0,519	0,283	1,238	0,384	0,350	0,734	1,10
28. 10. 6	0,311	0,758	0,152	1,13	0,236	0,172	0,408	1,37
29. 10. 6	0,705	1,24	0,696	0,72	0,875	0,502	1,377	1,74
3. 11. 6	0,477	0,82	0,251	1,476	0,391	0,370	0,761	1,06
4. 11. 6	0,495	0,979	0,358	1,293	0,484	0,463	0,947	1,04
23. 11. 6	0,651	1,305	0,416	1,208	0,851	0,502	1,353	1,70
24. 11. 6	0,549	0,765	0,332	1,323	0,420	0,440	0,860	0,95
25. 11. 6	0,362	0,920	0,387	1,467	0,333	0,567	0,900	0,59
23. 7. 7	0,580	0,624	0,295	0,976	0,362	0,283	0,645	1,28
24. 7. 7	0,493	0,527	0,390	0,462	0,260	0,180	0,440	1,44
5. 8. 7	0,796	0,792	0,476	1,207	0,630	0,574	1,204	1,10
8. 8. 7	0,292	1,021	0,224	1 146	0,298	0,253	0,551	1,18
9. 8. 7	0,428	0,840	0,364	1,262	0,360	0,460	0,820	0,78
12. 8. 7	0,711	0,724	0,359	1,391	0,515	0,500	1,015	1,03
14. 8. 7	0,785	1,008	0,508	0,705	0,791	0,358	1,149	2,20
27. 8. 7	0,534	0,999	0,359	1,043	0,533	0,374	0,907	1,42
29. 8. 7	0,814	1,374	0,326	1,567	1,108	0,510	1,618	2,18
Mittelwerte	0,533	0,938	0,372	1,185	0,504 (0,499)	0,418 (0,441)	0,922 (0,940)	1,26 (1,13)

Somit scheint der Wert $\lambda = 2{,}76 \cdot 10^{-4}$ in absolutem Maße den hiesigen Verhältnissen ziemlich zu entsprechen.

Daß die Beziehung $E_+ \overset{+}{u} = E_- \overline{u}$ für den Sommer nicht ganz genügt, folgt auch aus meinen Messungen der Leitfähigkeit mit Ebertschem Apparat und Macheschem Vorsteckkondensator. Diese Kombination gibt nach Kurz[1]) von radioaktiven Einwirkungen freie Werte der Leitfähigkeit.

Meine Messungen im Sommer zeigen $\lambda_+ > \lambda_-$.

Es ist im Mittel $\frac{\lambda_+}{\lambda_-} = 1{,}26$, welcher Wert Mittel aus den einzelnen Quotienten ist. Die Berechnung aus den Mittelwerten von E und u gibt immer noch $\frac{\lambda_+}{\lambda_-} = 1{,}09$ oder 1,06.

Es mag auffallen, daß sich hiebei fast stets $\lambda_+ > \lambda_-$ ergeben hat, während man geneigt ist, aus dem Geschwindigkeitsverhältnis $\overline{u} > \overset{+}{u}$ auf die umgekehrte Ungleichung zu schließen, wie ja auch Gerdien[2]) bei Annahme von $E_+ = E_-$ zu solchen Werten kommt.

Es sei hier darauf verwiesen, daß auch v. Schweidler[3]) im Juli, August und September auf einer Veranda im ersten Stock am Ossiachersee in Kärnten eine Reihe von Leitfähigkeitsbestimmungen mit einem Gerdienschen[4]) Apparat vorgenommen hat.

Aus seinen Werten A berechnet sich im Mittel aus je 30 Werten:

$$\lambda_+ = 2{,}367 \cdot 10^{-4}$$
$$\lambda_- = 2{,}315 \cdot 10^{-4}$$

in absoluten Einheiten; also $\frac{\lambda_+}{\lambda_-} = 1{,}023.$

[1]) Kurz, Dissertation Gießen 1907, Seite 35.
[2]) Gerdien, Handbuch von Winkelmann, Seite 716.
[3]) v. Schweidler, Sitz.-Ber. Wien. Ak. 115, IIa, 1275, 1906.
[4]) H. Gerdien, Göttinger Nachr. Heft 3, 1905; Phys. Z. 6, 800, 1905.

Somit ist auch hier $\lambda_+ > \lambda_-$, wenn auch die Abweichung kleiner ist als bei mir.

Auch in dieser Gleichung $\lambda_+ \geqq \lambda_-$ liegt, bei der notorischen Beziehung $\overset{+}{u} < \overset{-}{u}$ ein weiterer Beweis für die Realität des bei Ionenzählungen und Zerstreuungsmessungen stets nachgewiesenen positiven Überschusses an normalen Ionen.[1])

Der absolute Wert der Leitfähigkeit ist bei v. Schweidler weit größer als bei meinen Messungen. v. Schweidler findet $\lambda = 4{,}793 \cdot 10^{-4}$
oder aus Zerstreuungsmessungen: $\lambda = 4{,}4 \cdot 10^{-4}$,[2])
während meine Messungen nur $\lambda = 2{,}706 \cdot 10^{-4}$
oder bei anderer Art der Mittelbildung $\lambda = 2{,}679 \cdot 10^{-4}$
ergeben haben.

Es sei darauf hingewiesen, daß Gerdien den Wert $\lambda = 2{,}2 \cdot 10^{-4}$ gibt, während in München der Wert $\lambda = 1{,}5 \cdot 10^{-4}$ gefunden wurde.[3])

Wie schon betont, ist übrigens der wahre Wert der Leitfähigkeit etwas größer anzunehmen, als er sich aus den Messungen an den Ionen normaler Geschwindigkeit im Ionenzähler ergibt. Über die Größe des Fehlers kann mangels Kenntnis der Geschwindigkeit der molisierten Ionen nur ausgesagt werden, daß der jetzt gegebene Wert jedenfalls der Größenordnung nach richtig, aber etwas zu klein ist. (Siehe S. 23.)

34. Größe des Leitungsstromes und des vertikalen, aufsteigenden Konvektionsstromes.

Da gleichzeitig mit den Leitfähigkeitsmessungen ja auch das Potentialgefälle gemessen wurde, läßt sich für jede Leitfähigkeitsmessung auch eine Angabe über die Größe des Leitungsstromes machen.

Er ergab sich, im Mittel aus 24 Einzelwerten, die zwar im Zahlenwerte, aber nicht in der Größenordnung, ziemlich von einander abweichen, zu

$$i = (4{,}34 \pm 0{,}46) \cdot 10^{-16} \text{ Ampère pro Quadratzentimeter.}$$

Aus den ganz zu derselben Zeit, zu der die Messungen des Leitungsstromes erfolgten, gemachten Messungen der Raumdichte ρ berechnet sich der Konvektionsstrom, der durch vertikale Aufwärtsbewegung der Luftschichten entsteht, bei Annahme einer Geschwindigkeit der aufsteigenden Luft von $1 \frac{\text{cm}}{\text{sec.}}$ im Mittel aus ebenfalls 24 Werten zu

$$j_1 = (2{,}25 \pm 0{,}29) \cdot 10^{-16} \frac{\text{Amp.}}{\text{cm}^2}.$$

Sollte man aber nur jene (zu kleine) Raumdichte als berechtigt annehmen, die sich aus den Ionenzahlen E, also den Ionen normaler Geschwindigkeit, ergibt, so hätte man den Konvektionsstrom, wenn wieder nur gleichzeitige Werte verwendet werden, zu

$$j_2 = (0{,}64 \pm 0{,}08) \cdot 10^{-16} \frac{\text{Amp.}}{\text{cm}^2}$$

für eine Aufwärtsbewegung von $1 \frac{\text{cm}}{\text{sec.}}$.

Der oben angegebene Wert für j_1 deckt sich gut mit dem Werte, der sich aus dem Gesamtmittel ρ der Sommerwerte (siehe Tabelle 82, S. 89) berechnet, nämlich

$$j_1 = 2{,}00 \cdot 10^{-16} \frac{\text{Amp.}}{\text{cm}^2}.$$

---

[1]) Siehe Gerdien, Handbuch von Winkelmann, Seite 702.
[2]) v. Schweidler, Sitz.-Ber. Wien. Ak. 115, IIa, 1276, 1906.
[3]) Ebert, Jahrbuch der Radioaktivität und Elektronik. III. Bd. Heft 1. Seite 84 und Ebert, Phys. Z. 6, 826, 1905.

Für j_2 ergäbe sich ebenso aus dem Sommerwerte der Q in Tabelle 83 (S. 89) der Wert

$$j_2 = 0{,}39 \cdot 10^{-16} \frac{\text{Amp.}}{\text{cm}^2}.$$

Für den Winter ergäben sich kleinere Werte für j, soferne diese im Winter überhaupt reelle Bedeutung haben.

Das aus meinen Messungen folgende Maß des Leitungsstromes

$$i = 4{,}34 \cdot 10^{-16} \frac{\text{Amp.}}{\text{cm}^2}$$

stimmt in der Größenordnung überein mit dem Werte, den Gerdien[1]) dafür schätzungsweise abgegeben hat:

$$i = 2{,}4 \cdot 10^{-16} \frac{\text{Amp.}}{\text{cm}^2}.$$

Sehr abweichend sind hingegen meine Messungsergebnisse von den Anschauungen Gerdiens über die Größe des vertikal aufwärtsgehenden Konvektionsstromes.

Gerdien nimmt auf Grund einer Schätzung der freien Raumdichte am Boden einen Konvektionsstrom von bloß

$$j = 9 \cdot 10^{-19} \frac{\text{Amp.}}{\text{cm}^2} \text{ pro } 1 \frac{\text{cm}}{\text{sec.}}$$

Vertikalbewegung an, während meine Messungen als Maß des vertikalen Konvektionsstromes am Boden einen Wert

$$j_1 = 2{,}25 \cdot 10^{-16} \frac{\text{Amp.}}{\text{cm}^2} \text{ pro } 1 \frac{\text{cm}}{\text{sec.}}$$

ergeben, also einen 250 mal größeren Betrag.

Um die Geschwindigkeit des aufwärtsführenden Konvektionsstromes zu schätzen, sei auf die Messungen der täglichen Temperaturwelle am Eiffelturm verwiesen.[2]) Die Temperaturwelle von 18° legt vertikal aufwärts nach den dort, entsprechend den Messungen von Angot, angegebenen Werten im Sommer in der Stunde nicht ganz 60 m nach oben zurück. Es ist sonach $2 \frac{\text{cm}}{\text{sec.}}$ als mittlere Geschwindigkeit des aufwärts gehenden Luftstromes bei dieser Sommertemperatur sicher nicht zu groß genommen.

Dabei ist natürlich nicht stets an ein Heben der ganzen auf dem Boden ruhenden Luftdecke zu denken, vielmehr zieht die erwärmte und ionenreiche Luft säulenartig aufwärts, während sich dazwischen kältere Luft befindet, wie man das ja auch bei Nebel über Flußläufen sehen kann, wo der Nebel säulenartig, wie die Bäumchen eines dünnen Jungwaldes über dem Wasser lagert.[3])

Die Geschwindigkeit der wirklich aufsteigenden Luftteile ist deshalb jedenfalls größer als $2 \frac{\text{cm}}{\text{sec.}}$.

Die angegebene Geschwindigkeit von ca. $2 \frac{\text{cm}}{\text{sec.}}$ genügt aber vollkommen, um den normalen, vertikalen Konvektionsstrom an Größe dem von mir berechneten Leitungsstrom gleich zu machen und dadurch den stationären Zustand der Ionisation zu begründen.

Der nach Gerdien und Ebert[4]) anzunehmende Mittelwert von $5 \frac{\text{cm}}{\text{sec.}}$ Geschwindigkeit für den Konvektionsstrom ließe sogar schon den aus dem Überschuß Q der positiven Ionen normaler Geschwindigkeit folgenden Konvektionsstrom

$$j_2 = 3{,}25 \cdot 10^{-16} \frac{\text{Amp.}}{\text{cm}^2}$$

als nahezu hinreichend erscheinen, um den Leitungsstrom zu kompensieren.

---

[1]) Gerdien, Handbuch von Winkelmann, Seite 716.

[2]) Siehe Hann, Lehrbuch der Meteorologie. Seite 63.

[3]) Siehe auch Hann, Lehrb. d. Met. Seite 61.

[4]) H. Ebert, Phys. Z. 6, 831, 1905.

35. Zusammenfassung der Hauptergebnisse.

1. Potentialmessungen sind einwandfreier, wenn mit den Differenzen gleichgebauter Kollektoren gegeneinander, nicht aber mit den Differenzen von Kollektoren gegen die Erde gearbeitet wird.
2. Für alle elektrischen Werte, nicht nur für die Potentiale stellt sich die Notwendigkeit einer Scheidung in Sommer- und Winterwerte heraus.
3. Die im Winter auftretenden negativen Dichtewerte sind Folge von positiven Luftschichten in der Höhe.
4. Die Werte, die sich im Ionenzähler ergeben, haben volle Realität, beziehen sich aber nur auf Ionen von normaler Beweglichkeit; die schwer beweglichen Ionen werden zum Teil nicht mitgezählt.
5. Die Potentialmessungen im Sommer ergeben eine etwa sechsfache freie Raumdichte als sie aus den Ionenzählern folgt.
6. Es gibt daher stets neben den Ionen normaler Geschwindigkeit eine — am Beobachtungsorte mindestens zwölfmal — größere Zahl von Ionen geringer Geschwindigkeit, molisierte Ionen.
7. Die gesamte Elektrizitätsmenge ist folglich nicht durch die im Ionenzähler erhaltene Größe E selbst, sondern durch größere Werte ε gegeben. Am Beobachtungsorte war bei normaler Wetterlage mindestens $\varepsilon_+ = 6$, $\varepsilon_- = 5{,}4$ abs. el. Einh. pro Kubikmeter. Bei besonderer Wetterlage, z. B. vor Gewittern, sind die ε noch viel größer.
8. Die in der Luft vorhandenen Ionen können nicht allein durch Emanation erst in der Luft gebildet werden, vielmehr ist von Anfang an ein positiver Überschuß von Ionen in der Luft vorhanden. Die Hypothese, daß der Ionenüberschuß durch selektive Adsorption vermöge der größeren Geschwindigkeit der negativen Ionen entstehe, erklärt nur im Winter, nicht aber im Sommer den wirklich gemessenen Überschuß.
9. Der stärkere Gang der elektrischen Raumdichte ρ im täglichen und jährlichen Verlaufe, sowie nach den meteorologischen Elementen gegenüber dem stark abgeschwächten gleichsinnigen Gang der positiven Überschüsse Q, wie sie der Ionenzähler gibt, und das rasche Antworten der ρ auf Änderungen in den meteorologischen Daten weist darauf hin, daß die ρ und damit die Zahl der molisierten Ionen von Q in erster Linie unabhängig sind.
10. Die Hauptursache im Gange der luftelektrischen Elemente ist in der Intensität der Insolation und in der Bodenwärme zu suchen.
11. Durch die Bodenwärme wird die Bodenatmung und die vertikale Aufwärtsbewegung der Luft reguliert und dadurch der Gang der luftelektrischen Elemente hervorgerufen.
12. Aus dem Boden treten nicht nur erhebliche Emanationsmengen, sondern unmittelbar auch Ionen selbst und zwar ein Überschuß an positiven Ionen. Diese Ionen sind aber zum größten Teile schon bei ihrem Austritte aus den Erdkapillaren molisiert.
13. Ein direkter Einfluß der Bodenwärme auf Potentialgefälle und Dichte tritt bei Wechsel zwischen offener und bedeckter Sonne zutage. Tau und feuchter Boden, und besonders gefrorener Boden wirkt hindernd auf die Bodenatmung durch Verstopfung der Erdkapillaren.

14. Die Wolken sind in erster Linie insofern wirksam, als sie die Sonnenstrahlung abschneiden und dadurch die Bodenatmung hemmen.

15. Die Luftdruckdepression wirkt im Sommer fördernd auf die Bodenatmung, im Winter tritt ihre Wirkung zurück. Der Einfluß des Ganges der Barometerkurve auf die luftelektrischen Größen tritt scharf zutage. Zucken der Barometerkurve ist einem Fallen gleich zu achten.

16. Die Raumdichte ρ folgt im jährlichen Verlaufe gut dem Thermometergange, nicht aber dem Gange der Feuchtigkeit. Nicht die Temperaturhöhe an sich, sondern die Temperaturschwankung, das ist die Schwankung der Bodentemperatur, reguliert die Bodenatmung und bestimmt dadurch die ρ. Die Ionenmengen E dagegen, wie sie die Ionenzähler ergeben, steigen mit der Temperatur an sich, die Gefällewerte V zeigen im jährlichen und täglichen Gange einen ausgesprochenen Gegensatz zur Temperatur. Die $p = \frac{E_+}{E_-}$ streben in kalten Monaten einem Grenzwert, dem Geschwindigkeitsquotienten $r = \frac{\bar{u}}{\bar{u}}$ zu, in wärmeren Monaten sind sie weit größer.

17. Das Potentialgefälle wird wesentlich durch ρ, den gesamten positiven Überschuß bestimmt, weniger aber durch Q, den Überschuß der Ionen normaler Geschwindigkeit; also wesentlich durch die Ionenmenge, weniger durch die Geschwindigkeit.

18. Die Raumdichte ρ zeigt keinen Zusammenhang mit der Feuchtigkeit. Die V wachsen mit der Feuchtigkeit, die E nehmen ab bei zunehmender Feuchtigkeit.

19. Die Feuchtigkeit beeinflußt die Beweglichkeit der Ionen, weniger die Zahl der gesamten Ionen. Sie trübt das wahre Bild der Luftionisation.

20. Die V nehmen mit dem Wasserdampfgehalte eher zu als ab. Die ρ sind vom Wasserdampfgehalte unabhängig. Die Exnersche Formel gilt nicht streng.

21. Die Windrichtung wirkt im Winter stark lokal; im Sommer tritt ihr Einfluß zurück. Bergwind gibt am Beobachtungsorte kleine V, Westwind positive ρ, Ostwind negative ρ, Nordwind sehr kleine ρ und große V. Die E, Q und p sind im Sommer und Winter bei Bergwind groß, bei Nordwind sehr klein.

22. Föhn bringt sehr große E, Q und p, wobei aber noch sichtlich sehr viele negative Ionen die Aspirationsapparate ungezählt passieren. Die V sind bei Föhnklarheit klein, die ρ stark negativ.

23. Kurze und längere Zeit vor Gewittern treten große ρ auf, meist mit abnehmenden, aber stets sehr schwankenden V. Auch die E schwanken stark, wie die V beim Heranziehen eines Gewitters. Schon vor Ausbruch eines Gewitters zeigen die E und Q hohe Werte und besonders hohe Unipolarität.

24. Hohe ρ im Vormittage bei schwülem Wetter sind ein Anzeichen, daß im Nachmittage ein Gewitter kommt. Das Gewitter verrät sich schon, ehe eine Wolke sichtbar ist, und wenn die Barometerkurve noch konstant ist, durch die hohen Werte von ρ.

25. Räumlich sehr entfernte Gewitter beeinflussen die V und ρ sehr stark. Sie führen zu enorm hohen Werten V, die sich bei jedem Blitz steigern. Die ρ sind sehr unregelmäßig während eines fernen Gewitters.

26. Die Transparenz der Luft zeigt im Winter und Sommer keinen Einfluß auf ρ. Die V werden bei abnehmender Klarheit größer. Die Transparenz beeinflußt besonders die Zahl der Ionen E von normaler Beweglichkeit, die bei zunehmender Klarheit an Zahl zunehmen. Die Gesamtzahl $\mathfrak{E}$ der Ionen kann aber dabei abnehmen. Die Q und p

sind bei Trübung klein. Die Transparenz ist wie die Feuchtigkeit in erster Linie als ein die normalen Verhältnisse störender Faktor aufzufassen.

27. Der vertikale Leitungsstrom könnte schon durch einen vertikal aufwärts führenden Konvektionsstrom aufrecht erhalten werden, der nur $2\frac{cm}{sec.}$ Geschwindigkeit besitzt.

28. Die erhaltenen Mittelwerte sind:

	V	ρ	E_+	E_-	Q	p	p'	$\bar{u}$	$\overset{+}{u}$	r
Sommer . .	132	+0,600	0,508	0,405	+0,116	1,57	1,25	1,057	0,938	1,13
Winter . .	194	—0,475	0,476	0,401	+0,069	1,37	1,19	—	—	—
Zusammen .	—	—	0.501	0,409	+0,090	1,42	1,22	—	—	—

Zum Schlusse drängt es mich, Herrn Professor Dr. H. Ebert für die liebenswürdige Art womit er mich bei Durchführung der von ihm angeregten Arbeit mit Apparaten und einschlägigem Material unterstützte, meinen besten Dank auszusprechen.

Bad Aibling, am 6. Januar 1908.

Daunderer.
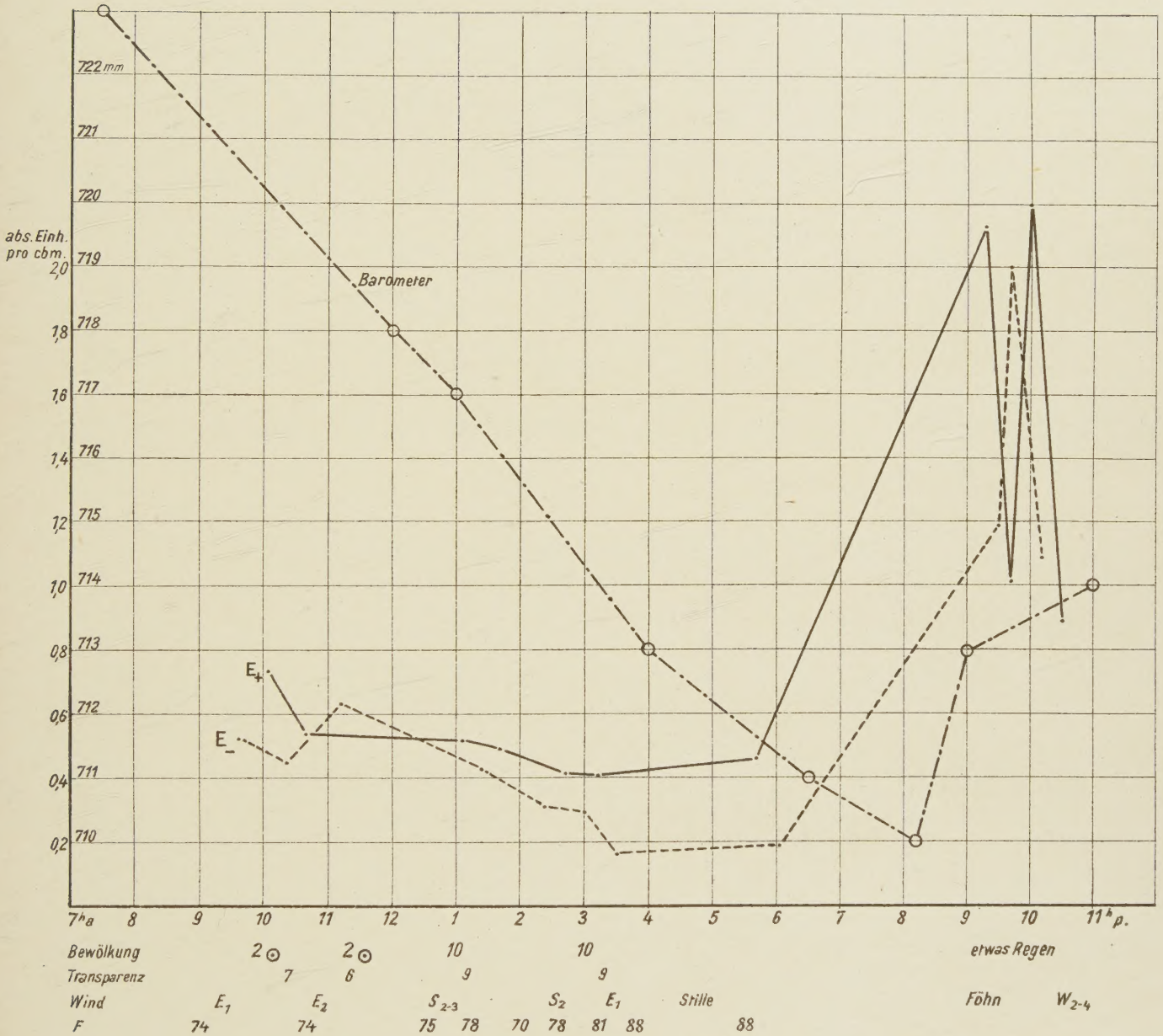
Fig. 35. Die Ionenzahlen E_+ und E_- am 6. 1. 06 nebst meteorologischen Daten. (Bloß Apparate A und L).